

土壌の物理性

第89号

2002年1月

巻頭言	岡崎 正規	1
論文		
Maximum Potentially Dispersible and Stabilizable Clays under Cropping in Soils with Inherent Textural Differences	V. RASIAH and T. YAMAMOTO	3
畑利用淡色黒ボク土と沖積水田土における排水性粗孔隙の異方性について	岩田 幸良・成岡 市	15
火山灰土壌への硫酸溶液浸透による溶脱液濃度予測	亀山 幸司・松川 進・石田 朋靖・加藤 秀正	25
Effect of Groundwater Level on Salinity Content and Environmental Land Classification	C. DISSATAPORN, K. YACOUBA, M. MIHARA and R. YASUTOMI	35
ノート		
Application of Electromagnetic Induction Terrain Conductivity Meter to salinity assessment in salt-affected soils —Regional salt-affected soils map in northeastern Thailand—	C. DISSATAPORN, H. NARIOKA, P. YAMCLEE and S. ARUNIN	43
会務報告		55
編集後記		61

土 壌 物 理 学 会

土壌物理学学会会則

- 第1条 本学会は土壌物理学学会（Japanese Society of Soil Physics）と称する。
- 第2条 本学会は土壌物理に関する研究の進歩と普及を図り、農業技術及び環境科学の発展に貢献することを目的とする。
- 第3条 本学会はその目的を達成するために次の事業を行う。
- (1) 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - (2) 学会誌「土壌の物理性（Journal of the Japanese Society of Soil Physics）」並びにその他の印刷物の発行
 - (3) 内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力
 - (4) その他、本学会の目的を達成するために必要な事業
- 第4条 本学会の会員は、正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。会員となるには、評議員会の承認を受けなければならない。退会するには、その旨を本学会に書面により届け出なければならない。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|--------|---------|
| 正会員 | 年額 | 5,500円 |
| 学生会員 | 年額 | 3,000円 |
| （大学院生を含む） | | |
| 賛助会員 | 一口年額 | 22,500円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 7,500円 |
| 広告料 | 賛助会員 | 15,000円 |
| | 賛助会員以外 | 22,500円 |
- 第6条 本学会に次の役員をおく。任期は2年とする。ただし、3期連続の重任は認めない。選出方法は次による。
- (1) 会長1名、副会長1名、編集委員長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員の中から互選する。
ロ 3名以内を会長が正会員の中から委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事 若干名
若干名の庶務、会計、編集の幹事を会長が委嘱する。
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- (1) 総会は本学会の最高議決機関であって、事業計画、予算・決算、会則の変更等を決定する。総会は正会員及び学生会員で構成される。
 - (2) 評議員会は、会員の選挙によらない役員を選出、総会議案、その他の重要事項を検討する。評議員会の議長は会長がこれにあたる。
 - (3) 総会及び評議員会の議決は委任状を含む多数決とする。ただし、会則の変更は、総会出席者の3分の2以上の賛成を要する。
- 第8条 本学会の会務は、評議員会及び総会の議を経て、会長、副会長、編集委員長及び幹事がこれを執行する。会務執行に必要な規程は別に定める。
- 第9条 本学会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本学会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、学会誌その他の印刷物の編集に当たる。
- 第10条 本学会の経費は会費その他の収入を持ってあてる。本学会の会計年度は毎年4月1日に始まり翌年3月31日に終わる。
- 附則 (1) 本学会の連絡先は、これを当分の間次に置く。
〒113-8657 東京都文京区弥生1-1-1
東京大学大学院 農学生命科学研究科
生物・環境工学専攻 環境地水学研究室内
- (2) 本会則は、1999年4月1日より施行する。
(2001. 11. 20 改正)

「土壌の物理性」投稿規定

1. 著者のうち少なくとも1人は本学会会員でなければならない。ただし編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
2. 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は、「論文」および「研究ノート」については2名、その他は1名の閲読者を選んで閲読を依頼する。
3. 投稿原稿の区分は下記による。
 - 1) 「論文」(Original papers): 独創性があり、土壌の物理性に関する研究および技術の進歩に寄与すると見なされるもの。一編ごとに論文としての構成を整えていて、他誌に未発表のものに限る。和文原稿には250 words以内の英文 Abstract を、英文原稿には500字以内の和文要旨をつけること。
 - 2) 「研究ノート」(Notes): 土壌の物理性に関する新しい事実や研究方法の改良などの短い報告で、独創性があり他誌に未発表のもの。和文原稿には125 words以内の英文 Abstract を、英文原稿には250字以内の和文要旨をつける。
 - 3) 「総説」(Reviews): 土壌の物理性に関する主題について、それまでの研究を総括し、今後の発展方向を展望するもの。
 - 4) 「解説」(Lectures): 土壌の物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説、ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介など。
 - 5) 「研究紹介」(My research): 現在行っている研究、他の学会誌等に掲載された論文、研究上の工夫などについての平易な紹介。
 - 6) 「資料」(Miscellaneous): 広く会員の参考となる報告や情報。
 - 7) 「土粒子」(Readers' column): 「土壌の物理性」周辺のことについての随想や意見など。
 - 8) 「書評」(Book reviews)
4. 投稿原稿は刷り上がり6ページ以内とし、それを越える場合には1ページあたり9,000円を著者負担とする。また、カラー印刷の場合は実費を著者負担とする。

5. 依頼原稿として「巻頭言」(Foreword), 「講座」(Lecture series) をおく。「講座」は「解説」と本質的な違いはないが, 特に編集委員会が企画して複数回にわたって行うものを指す。
6. 投稿する場合は, 正原稿1部, コピー2部の計3部に原稿送り状(別紙書式)をつけて編集委員会事務局(編集幹事)宛に提出する。
7. 編集委員会は, 投稿原稿を受け取ったら速やかに受付番号と受付日付を明示した電子メールまたは書状を投稿者に送る。また, 掲載が決定し最終原稿を受け取ったら, 受理日付を明示した書状を著者に送付する。
8. 著者に対して修正を求めた原稿が, 特別な事情なく6ヶ月以内に再提出されないときは取り下げと見なす。
9. 著者校正は初校のみとする。また, 特に申し出がない限り印刷ずみの原稿は返さない。
10. 別刷りは30部を著者に贈呈する。それ以上を希望する場合は実費を申し受ける。
11. 本誌に掲載された論文等の著作権は土壤物理学会に帰属する。

(1999. 11. 20 改正)

「土壌の物理性」原稿執筆要領

1. 日本語の原稿の場合, A4判, 25字, 23行とし, 上下左右に30mm以上の余白をとる。(4枚で1ページになる)。
2. 日本語の原稿は, はじめに表題, 著者名を書き, そのあとに英語で, 表題, 著者名(フルネーム), 所属機関と所在地を書いてから本文を書き始める。また, 第1ページの脚注に, 日本語の所属機関と所在地, 5個以内のキーワードを書く。
3. 論文および研究ノートには, 英文 Abstract の下に5個以内の英語の Key words をつける。
4. 英語の原稿は, A4判, ダブルスペースで作成する(約600 words で1ページになる)。
5. 英語の論文および研究ノートは, Manuscript title, Full names of authors, Address of institutions of authors, 250 words 以内の英文 Abstract, および5個以内の Key words を書いてから本文を書き始める。
6. 英語原稿には日本語要旨と5個以内の日本語キーワードをつける。
7. 英語の適正化はすべて著者の責任において行うこと。自然科学論文を書いたり校正したりしたことのある英語のネイティブスピーカーによってチェックされている事が望ましい。
8. 閲読終了後に最終原稿を提出するときには, ワードプロソフト名を明示したファイルまたはテキストファイルの入ったフロッピーディスクを添付する。
9. 本文は, 章の見出しを, 1., 2., 3., 節の見出しを, 1.1, 1.2, 1.3, 項の見出しを1.1.1, 1.1.2, 1.1.3, のようにする。
10. ゴシック, イタリアック等の字体や, 上付き, 下付き文字など, まぎらわしい文字は, 誤植防止のため鉛筆で指定する。
11. 略語, 略号を使うときには, はじめにそれが出たときに正式名称とともに示す(例: 陽イオン交換容量(CEC))。
12. 単位の使い方は国際単位系(SI)による。

13. 図, 表, 写真の番号は, 図1, 表2, 写真3のように書く。英語を並記する場合は, Fig. 1, Table 2, Photo. 3 とする。英語の原稿では, 写真は Fig. として扱う。
14. 図, 表, 写真は必要最小限度とし, 同一事項を表と図に重複して表示する事は避ける。
15. 図, 表, 写真は1枚毎にA4判で作成するか, またはA4判の紙に貼り付ける。余白に著者名と図表等の番号を鉛筆で記す。
16. 図と写真はそのまま製版されるので, 鮮明なものを提出する。
17. 図は1/2倍などとおよその縮小率を指定し, 2倍くらいに大きく書く。図の線の太さや文字の大きさは, 刷り上がりの大きさを考慮して決める。
18. 地図や顕微鏡写真には定尺をつけ, 縮尺や倍率はない。
19. 日本語の論文, 研究ノートの場合, 図, 表, 写真の題名には英語を併記する。
20. 図, 表, 写真の番号と題名は, 別紙にまとめて一覧表とする。
21. 本文中で文献を引用する場合は, 著者名(西暦), または(著者名, 西暦)とする(例: Tanaka (1994), (Nakamura and Suzuki, 1981)). 著者が3名以上の場合は第1著者名のあとに——ら, または et al. をつける(例: 山田ら (1978), (Tayler et al., 1945)).
22. 引用文献は, 本文のあとに著者名の ABC 順に書く。未発表, 私信は引用文献として記載しない。
23. 引用文献の書き方は以下のようにする。

Bouma, J. and Dekker, L. W. (1978): A case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. *Geoderma*, 20: 27-40.

FAO (1988): Revised legend of the FAO-UNESCO Soil Map of the World. p. 119, FAO, Roma.

岩田進午 (1970): 土壌物理とペドロロジー. ペドロジスト, 14: 28-33.

山崎不二夫監修(1969): 土壌物理. p. 55, 養賢堂, 東京. (雑誌のページには p. や pp. をつけない, 本の単数ページを示す場合には p., 複数ページを示す場合には pp. をつける)

【土壌物理分野の SI 使用例】

国際単位系(SI)については多くの出版物で解説されているので, ここには, 土壌物理に特に関連の深い単位の使用例を示す。

	推奨される単位	認められる単位
含水比	kg kg ⁻¹	*
体積含水率	m ³ m ⁻³	
体積密度	m ³	L, cm ³ , mL
濃度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	
モル濃度	kg m ⁻³ , Mg m ⁻³	g L ⁻¹ , mg L ⁻¹
力	mol m ⁻³	mol L ⁻¹
水分ポテンシャル	N	
透水係数	J kg ⁻¹	kPa, m, cm, **
イオン交換容量	m s ⁻¹	cm s ⁻¹
回転数	mol. kg ⁻¹ , cmol. kg ⁻¹	
収量	s ⁻¹	min ⁻¹
	kg m ⁻²	kg ha ⁻¹ , Mg ha ⁻¹ , t ha ⁻¹

*%表示は, 原則として分母と分子の内容が同じもの場合にだけ用いる。

** cm H₂O は使わない。
その他, 疑問のあるものについては意見を聞いて編集委員会で検討する。

(2000. 3. 10 改正)

原稿送り状

受付番号（本会で記入）：

発送年月日	年 月 日	受付年月日(本学会で記入)	年 月 日
種 別	報文, ノート, 論説・総説, 資料, 解説, その他 ()		
表題(和文)			
表題(英文)			
キーワード <small>(日本語: 5ヶ以内)</small>			
キーワード <small>(英語: 5ヶ以内)</small>			
著者名1 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名2 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
著者名3 ローマ字		所属	本会 会員・非会員
連絡先氏名			
住 所	〒		
電話・FAX 番号	TEL :	FAX :	
E-mail	E-mail :		
本文原稿枚数	A4:() 枚) ・ 400 字詰原稿用紙 () 枚)		
表	枚	図	枚 写 真 枚
別 刷 り	30 部 ・ 50 部 ・ 100 部 ・ 150 部 ・ 200 部 ・ 300 部		

付記：投稿の宛先は土壤物理学会ホームページを参照のこと

<http://soil.en.a.u-tokyo.ac.jp/jssp/>

土壌物理学会入会申し込み用紙

必要事項を記入し、このまま郵便で下記までお送り下さい。

会 員 種 別	正 ・ 学 生 ・ 購 読 ・ 賛 助
申 込 年 月 日	年 月 日
氏 名	
同上ローマ字読み	
性 別	男 ・ 女
生 年 月	年 月
勤 務 先	
同上所在地	〒
同上電話・FAX番号・ E-mail	
自 宅 住 所	
同上電話・FAX番号・ E-mail	
会 誌 の 送 付 先	勤務先 ・ 自宅
本会以外の主な 所属学会	

本会記入 受付年月日：

承認年月日：

宛先・問い合わせ

財団法人 日本学会事務センター 土壌物理学会 会員係

〒113-8622 東京都文京区本駒込 5-16-9

学会センター C21

Tel. : 03-5814-5810

土壌物理と土壌汚染

岡崎 正規*

結成 45 周年を迎える土壌物理学会は、土壌汚染を正面から見据え、方向性を示すべき新たな時代を迎えようとしている。環境省は、今国会に「土壌汚染対策法案（仮称）」を提出するための準備を終えた。有害物質によって土壌が汚染され、その土壌から作物が生産されないように、あるいは有害物質で土壌が汚染された場合には、汚染除去の対策がとれるように、「農用地の土壌の汚染防止等に関する法律」が 1970 年に制定された。しかし、この法律の対象となるのは、農用地それも大部分は水田であり、有害物質としては、カドミウム、銅、ヒ素およびそれらの化合物（3 物質）で、地域についても、対象となる有害物質についても限定的であった。市街地における土壌汚染が明確になってきた 1991 年に、環境庁は、「土壌の汚染に係わる環境基準について」（10 物質）（土壌環境基準）を告示した。それまで、市街地土壌の汚染については、「市街地土壌汚染に係わる暫定対策指針」（1986）（9 物質）を通知したにすぎなかった。環境庁は、ハロゲン化炭化水素などによる地下水および土壌汚染が顕在化したことから、1994 年に土壌環境基準の物質を見直し、新たに 15 物質を加え、25 物質とした。さらに、2001 年 3 月には、フッ素およびホウ素の 2 物質を加え、改正を計ったが、環境基準よりもさらに法として強い規制を求めるために、今国会における「土壌汚染対策法」の成立を目指したのである。

有害物質による土壌汚染に対しては、「未然防止」が基本である。しかし、汚染が発生した場合には、速やかに除染（浄化）する必要がある。現在審議されようとしている「土壌汚染対策法」では、人が直接土壌に触れなければ健康に影響がないとして、除染せずに覆土・舗装でも可としているなど、土壌汚染対策として十分機能を発揮するものであるかは、今後の審議にかかっている。

土壌物理が最も得意とする土壌中の水および気体の移動、水の移動に伴う物質の移動、土壌表面と物質の反応など、有害物質による土壌汚染の基本原理を取り扱っているといっても過言ではない。とくにハロゲン化炭化水素などの地下水汚染に対しては、土壌中の孔隙の種類と分布が修復 remediation の方法あるいは規模に強く結びついており、これまでの土壌物理に関する知見の集積は、土壌汚染の分野にも寄与するものが多いといえよう。

国会における土壌汚染対策法の審議をにらみながら、土壌中での物質の動態を土壌物理の視点から再度点検してみたい。

Maximum Potentially Dispersible and Stabilizable Clays under Cropping in Soils with Inherent Textural Differences

Velu RASIAH^{*,**} and Tahei YAMAMOTO^{*}

^{*} Arid Land Research Center, Tottori University, Hamasaka, Tottori 680-0001, Japan (Corresponding address)

^{**} Permanent address : Department of Natural Resources, PO Box 1054, Mareeba, Qld. 4880. Australia

Abstract

Physical and mechanical stresses induced changes in clay dispersion is a major sustainability and environmental issue, particularly in large-scale intensive agricultural production systems. However, the dispersed clay may re-stabilize when the stresses are reduced or minimized/removed. The objectives of this study are to (i) quantify the maximum potentially dispersible (DC_{max}) and stabilizable clay (SC_{max}) in soils with textural differences when the stresses were introduced and reduced, respectively, and (ii) identify the role of inherent soil variable(s) on DC_{max} and SC_{max} . Dispersible clay measurements were conducted at monthly intervals for 3 years on seven soil types under different cropping treatments. The cropping treatments used in this study were conventionally tilled continuous corn (CTCC) and forages, which were established in 1989 on plot that were previously under CTCC for more than 10 years. The CTCC represents stress imposed and the forages the stress reduced system. The DC_{max} in the stress imposed system across soils ranged from 3.2 to 16.6 % compared to 6.4 to 33.8 %, the total clay (TC) content. The DC_{max} increased with increasing TC and decreasing soil organic matter (SOM) content. The SC_{max} in the stress reduced system across soils ranged from 1.2 to 4.5 % and it increased with increasing TC and SOM. Eleven to 37 % of the DC_{max} was re-stabilized during the 3-year period under forages, i.e. stress reduced system. The amount of SOM in the soil at the time of switchover from CTCC played a significant role in the re-stabilization of dispersed clay, particularly in soils with similar TC. The results show the stabilization of dispersed clay under reduced stresses depended on DC_{max} and SOM.

Key words : Dispersible clay, Stabilizable clay, Soil texture, Soil organic matter, Physical and mechanical stresses.

1. Introduction

Dispersed clays in soils under cropping, can be a major sustainability and environmental issue, because of its association with runoff and erosion. In the highly mechanized intensive agricultural production systems the physical and mechanical stresses induced by multiple tillage, heavy machinery wheel traffic, and

water impact energy from over-head sprinklers are, at least partially, responsible for increases in clay dispersion. Number of environmental factors, such as freezing and thawing (Rasiah and Kay, 1994) and wetting and drying cycles also play a role in clay dispersion (Caron and Kay, 1992a & b). Weakening and breaking of '<clay>-<soil organic matter (SOM)>-<clay>' bonds during SOM mineralization, removal

of polyvalent cations, particularly Ca^{2+} , from ' $\text{<clay>-<Ca}^{2+}>-<clay>$ ' bonds, and Ca^{2+} displacement by Na^+ , under saline condition, are examples of chemical stress induced clay dispersion (Baldoek and Oades, 1990).

Dispersed clays in soils have impact on soil physical, chemical and biological processes. Clay dispersion induced aggregate bond weakening enhances aggregate breakdown when soils were subjected to further physical and mechanical stresses (Rasiah and Kay, 1995a; Shanmuganathan and Oades, 1982). Clay dispersion increased sediment load in runoff (Rasiah and Kay, 1995b; Isensee and Sadeghi, 1986; Miller and Baharuddin, 1986), decreased water infiltration and conductivity in soil profiles (Collis-George and Greene, 1979), and may decrease the proportion of habitable pores for microbes through pore clogging.

The dispersed clay (DC) in a given non-saline soil under cropping increased with increasing gravimetric soil water content (θ) (Rasiah *et al.*, 1992). On the other hand, the DC in texturally different soils increased with increasing total clay content (TC), soil pH, and θ , and decreasing SOM (Rasiah *et al.*, 1992). When θ increased to a potential maximum value, θ_{max} , then potential existed for the dispersed clay to approach a potential maximum value, DC_{max} (Rasiah, 1994). In texturally different soils, the DC_{max} and θ_{max} depended on TC and SOM (Rasiah, 1994). Though it is known that under field conditions, at least a small proportion of DC_{max} may re-stabilize during soil drying, the major proportion would remain dispersed or weakly bonded (Caron and Kay, 1992a & b). The weakly bonded sites are points of potential failure zones, which are responsible for aggregate breakdown under physical and mechanical stresses.

When the physical and mechanical stresses inducing clay dispersion under conventional corn were reduced, through switch over to forage-corn rotation, the dispersed clay re-stabilized during the forage phase (Rasiah and Kay, 1994). Furthermore, inclusion of forages

in rotations or as legume covers increased water infiltration (Cassman and Rains, 1986), improved porosity (Disparte, 1987), and protected soil surface from rain and sprinkler drop impact, thereby preventing crust formation (Disparte, 1987). Though re-stabilization of dispersed clay might have had several beneficial effects on soil water processes, limited information, however, exists on maximum potentially stabilizable clay (SC_{max}) under forages of corn-forage rotation. Thus, quantitative information on physical and mechanical stresses induced clay dispersion under stressed systems and that on stabilization under reduced stresses are essential. Therefore, the objectives of this study are to (i) to provide quantitative information on DC_{max} and SC_{max} when the stresses were imposed and reduced, respectively, in soils with textural differences and (ii) identify the role played by inherent soil variable(s) on DC_{max} and SC_{max} .

2. Materials and methods

1) General

The data used in this study is from crop rotation and tillage experiments established in 7 sites (Table 1) in Ontario province, Canada, in 1989 and continued until 1991. Before 1989, the experimental sites, in farmers' field, were under conventionally tilled continuous corn (*Zea mays* L.), CTCC, for at least 10 years. Conventional tillage involved plowing in the fall, followed by secondary tillage in the spring. The CTCC treatment represents the physical and mechanical stresses imposed system, and the forage phase in corn-forage rotation the stress reduced system. Crop rotations at the sites included cereal-forage or soybean-forage rotation. In this study, however, we will present the data relating to CTCC and corn-forage rotation only. During the sampling period the corn-forage rotation plots were in the forage phase. The forages included in the rotation were alfalfa (*Medicago sativa* L.) in soil 4, brome grass (*Bromus inermis* L.) in soils 1, 2, 3, and 6, and red clover (*Trifolium pratense* L.) in

Table 1 Soil description and selected properties

Soil type	Soil description	Soil properties				
	Series name (US classification)	Caly	Silt	Soil organic matter	CaCO ₃	pH
		(..... g/ 100 g soil ... or %				
1	Brookston clay (Typic Haplaquept)	33.8	27.3	3.3	0.00	5.77
2	Brookston clay (Typic Haplaquept)	21.1	42.3	3.1	0.79	7.33
3	Tuscola silt loam (Aquic Hapludalf)	18.5	56.9	3.9	0.16	6.60
4	Conestoga silt loam (Aquic Eutrochrept)	18.3	52.0	3.9	1.50	7.2
5	Conestoga silt loam (Aquic Eutrochrept)	17.9	53.4	3.4	2.04	7.17
6	Wattford loamy sand (Arenic Hapludalf)	6.4	10.4	2.9	0.00	6.40
7	Fox loamy sand (Arenic Hapludalf)	6.4	15.7	2.2	0.10	5.84

soil 5 and 7. The experimental design at each site was a randomized complete block with four replications. Crop, fertilizer, weed, pest, and disease managements were carried out according to the recommendations of the Ontario Ministry of Food and Agriculture (1988a and b). For further experimental details and other related information, the readers are referred to Rasiah and Kay (1994 and 1995a, b) and Rasiah *et al.* (1992).

2) Soil sample collection and laboratory analyses

Soil cores (7 cm diameter and 7 cm length) were collected from the surface 0 to 7-cm layer at four randomly selected locations from each replicate at monthly intervals from May through September in 1989, 1990, and 1991. The soil cores from each replicate were thoroughly mixed, and approximately one-quarter of the mixed moist soil sieved, on a mechanical shaker, using a nest of sieves with mesh openings of 10, 2, and 1 mm, respectively, and a shaking time of one minute. The aggregates retained on the 1-mm sieve, i.e. 1 to 2-mm aggregates, were used for the dispersible clay (DC)

and field soil water content (θ g/g) determinations. The 1 to 2-mm aggregates from the 1989 soil samples were also used for particle-size, soil organic matter content, SOM, pH in a 1 : 1 soil : water mixture, and calcium carbonate content (Page, 1986) determinations. The results of the analyses are reported in Table 1.

Dispersible clay measurements on the field moist 1 to 2-mm aggregates were conducted using the procedure described by Pojasok and Kay (1990). In brief, three 5-g subsamples of the field moist 1 to 2-mm aggregates from each replicate were prewetted on a wetting table at 1 cm suction for 90-min using deionized water. The prewetted sample was transferred to a 50 -ml test tube using 40-ml of deionized water. The suspension was shaken in a mechanical shaker for 10-min and then transferred to a 250 -ml conical flask using another 80-ml of deionized water. After a 40-min settling time (calculated using Stokes Law), the DC in the suspension was determined, using a colorimeter previously calibrated for each soil. The DC is expressed as a percent of total oven-dry soil mass. The θ in the 1 to 2-mm aggregates was

Table 2 The maximum gravimetric soil water content (θ_{\max}) and the maximum potentially dispersible clay (DC_{\max})

Soil property	Soil type						
	1	2	3	4	5	6	7
θ_{\max} (g/g soil)	0.46	0.44	0.48	0.45	0.40	0.37	0.40
DC_{\max} (g/100 g soil)	16.6	12.8	6.0	5.7	7.8	3.2	5.4

Table 3 The dispersible clay at average water content and that at maximum water content expressed as a fraction of other variables

Dispersible clay type and its relationship with other variables							
Soil type	$\dagger DC(\bar{\theta})$	DC_{\max}/TC	$\frac{[DC_{\max} - DC(\bar{\theta})]}{A}$	A/DC_{\max}	A/TC	$DC(\bar{\theta})/DC_{\max}$	$DC(\bar{\theta})/TC$
1	5.86	0.50	10.77	0.65	0.32	0.36	0.18
2	5.12	0.61	7.64	0.60	0.37	0.41	0.24
3	2.69	0.33	3.28	0.55	0.18	0.45	0.15
4	2.77	0.32	2.97	0.52	0.17	0.49	0.16
5	3.40	0.44	4.38	0.57	0.25	0.44	0.19
6	2.06	0.51	1.16	0.36	0.18	0.64	0.33
7	1.22	0.84	4.19	0.79	0.66	0.22	0.19

$\dagger DC(\bar{\theta})$ =dispersible clay at average water content ($\bar{\theta}$), DC_{\max} =maximum potentially dispersible clay, TC =total clay in soil.

determined gravimetrically and expressed as a fraction of the oven-dry soil mass (g/g).

3) Computations

According to Rasiah *et al.* (1992) the dispersed clay (DC) across soil types increased with increasing soil-water content (θ),

$$DC_i = p_i + q_i \theta_i \quad [1]$$

where the subscript 'i' refers to a given soil. When θ_i in Eq. [1] approaches a finite maximum value (θ_{\max}), then clay dispersion is at its potential maximum and this is defined as DC_{\max} . The DC_{\max} was computed using Eq. [1], for $\theta = \theta_{\max}$, and the computed values are provided in Table 2. The θ_{\max} used in the DC_{\max} computations are also provided in Table 2. The values for p_i and q_i , for each soil, used in the computation of θ_{\max} and DC_{\max} are provided by Rasiah *et al.* (1992) in their table 2.

Rasiah and Kay (1994) developed a model, to predict the net amount of clay re-stabilized by

forages, in corn-forage rotation, and they defined this as SC_{net} ,

$$SC_{\text{net}} = (\Delta p - \Delta q \theta_f) (1 - e^{-kt}) + q_c (\theta_c - \theta_f) \quad [2]$$

where SC_{net} is the difference in DC between that under CTCC and the corresponding forage treatment. In Eq. [2] the Δp , Δq , k , and q_c are model parameters, which were estimated using experimental data. In Eq. [2] Δq is equal to the difference between q of forage and corn and similarly for Δp . The subscript 'c' refers to corn, 'f' to forage, the superscript 'k' a rate constant, and 't' is time, in months, after the introduction of forages in corn-forage rotation. The values for the parameters in Eq. [2] are provided by Rasiah and Kay (1994) in their table 3. The amount of dispersed clay that can be re-stabilized by forages, i.e. under reduced stresses, as 't' approaches infinity has been defined by Rasiah and Kay (1994) as maximum potentially stabilizable clay SC_{\max} and they

Table 4 The stabilized clay expressed as a fraction of dispersed clay

Soil type	Stabilized clay and its relationship with dispersed clay types				
	$\dagger \Delta SC(\bar{\theta})$	$\Delta SC(\bar{\theta})/TC$	$\Delta SC(\bar{\theta})/DC(\bar{\theta})$	$\frac{\Delta SC(\bar{\theta})}{[DC_{max} - DC(\bar{\theta})]}$	$\Delta SC(\bar{\theta})/DC_{max}$
1	4.51	0.14	0.77	0.42	0.28
2	3.02	0.14	0.59	0.40	0.24
3	1.77	0.10	0.66	0.54	0.30
4	1.80	0.10	0.65	0.61	0.32
5	2.09	0.12	0.61	0.48	0.27
6	1.17	0.19	0.57	1.01	0.37
7	0.55	0.09	0.47	0.14	0.11

$\dagger \Delta SC(\bar{\theta})$ =stabilized clay at average water content ($\bar{\theta}$), DC_{max} =maximum potentially dispersible clay, TC =total clay in soil, and $\Delta DC(\bar{\theta})$ =stabilized clay at average water content ($\bar{\theta}$).

showed, through appropriate re-arrangement of Eq. [2], that SC_{max} can be computed using the following equation,

$$\Delta SC(\bar{\theta}) = (\Delta p - \Delta q \bar{\theta}) \quad [3]$$

where $\bar{\theta}$ is the average soil water content over the growing season in a given soil. The $\Delta SC(\bar{\theta})$, computed using Eq. [3], for the 7 soils are provided in Table 4.

3. Results and Discussion

1) General

The total clay content (TC) in the soils ranged from 6.4% to 33.8%, the texture from loamy sand to silty clay, and the soil organic matter content (SOM) from 2.2 to 3.9% (Table 1). The clay mineralogy is dominated by illite, with subordinate amounts of chlorite, vermiculite, and hydroxy-interlayered vermiculite (Baldock and Kay, 1987 ; Evans and Cameron, 1983).

Depending on the length of time (t) after the introduction of forages, in corn-forage rotation, soil moisture content (θ) at sampling, and the soil type the amount of dispersed clay (DC) in the soils ranged from 0.05% to 12% (Rasiah *et al.*, 1992 ; and Rasiah and Kay, 1994). In general, the DC was high in soils with high TC, suggesting that source strength played an important role on the amount of DC in soil under field conditions. The DC in the 7 soils increased

with increasing TC and θ , but decreased with increasing SOM and soil pH (Rasiah *et al.* 1992).

The DC in the 7 soils decreased with time after the introduction of forages and subsequent to change over from conventional to no-till system (Rasiah and Kay, 1994). Rasiah and Kay (1995b) showed that runoff and sediment load, from soil 5, increased with increasing DC, regardless of the cropping treatment. Though runoff simulations were not conducted at the other sites, we anticipate similar trends from these sites. Indirect evidence for swelling, during wetting, induced structural destabilization and reduction in infiltration rate was derived positive associations that existed between DC and runoff (Rasiah and Kay, 1995b). From the foregoing, it is evident that DC in the 7 soils played important roles in surface and subsurface soil water flow, and the spatio-temporal changes in DC depended on inherent soil variables, θ , and cropping and tillage management practices.

2) Maximum potentially dispersible clay

The maximum potentially dispersible clay (DC_{max}) in the soils ranged from 3.2 to 16.6-g clay/100-g soil (Table 2). Rasiah (1994) showed that DC_{max} increased with increasing TC and decreasing SOM, but was determined largely by the source strength, i.e. TC. The DC_{max} estimates, computed using the equation provided by Raisah (1994, Eq. 7) show that 14.1-g

clay/100-g soil was potentially dispersible in soil 1, at 3.5 % SOM, and the estimated DC_{max} increased to 15.6 g clay 100 g⁻¹ soil when the SOM decreased to 3.0 %. This suggests that 10 % increase in clay dispersion was associated with 0.5 % loss in SOM, possibly through C-mineralization. Similar estimations for soil 6 show that only 6 % increase in clay dispersion for 0.5 % reduction in SOM, suggesting the impact of C-mineralization on clay dispersion was higher in clay soil than in loamy sand.

The clay dispersed at maximum soil water content (θ_{max}) is also potentially available for transport in surface and subsurface flow (Table 2). Because, the clay dispersed at θ_{max} is free from soil aggregates, it can be transported in infiltrating water and may clog soil pores during soil drying. The soil water status favorable for maximum clay dispersion to occur usually arises after rain or irrigation events. Thus, in soils with high TC, potential existed for large quantities of the clay to be dispersed at θ_{max} and transported in surface and subsurface flow. In soil 1, with 33.8 % TC, the DC_{max} was 16.6 %, implying that ≈ 50 % of the TC was potentially available for transport in flow compared to ≈ 84 % of the TC in soil 7 (Tables 2 and 3). Even though the absolute amount of the DC_{max} was higher in soil 1 than in soil 7, a larger proportion of it in relation to TC was potentially available for transport in runoff from soil 7. The least amount of DC_{max} was found in soil 3 and 4 that are characterized by high SOM, indicating the importance of SOM in decreasing clay dispersion at maximum soil water content.

Even though Rasiah and Kay (1995) showed that runoff or sediment load and $DC(\theta)$ was positively correlated, in reality though it seems that DC_{max} should have been correlated with runoff and sediment load.

During dry-spells that follow rain or irrigation events, the amount of dispersed clay in soils will decrease with decreasing θ , i.e. a corollary of the positive empirical relation between dispersed clay and θ (Rasiah *et al.*, 1992). Thus,

the obvious question now is what is the fate of this DC_{max} during soil drying? During soil drying the DC_{max} , at least a small proportion of it may re-stabilize, temporarily, through weak $\langle \text{clay} \rangle$ - $\langle \text{clay} \rangle$ bonding or be deposited on aggregate surfaces and/or pore walls. During re-wetting the temporary bonds may break and release free clay. Evidences for temporary weak bonding and for the release of free clay have been provided by Caron and Kay (1992a). Thus, we suggest the clay that is potentially available for re-stabilization through changes in cropping and tillage practices is that present at θ_{max} , i.e. DC_{max} . On the other hand, Rasiah and Kay (1994) used the amount clay dispersed at average field water content [$DC(\bar{\theta})$] as that available for re-stabilization through changes in cropping and tillage systems.

Because, the θ_{max} soil water status (Table 2) is short lived, we computed $DC(\bar{\theta})$, for each soil, as a fraction of DC_{max} [$DC(\bar{\theta})/DC_{max}$] and TC [$DC(\bar{\theta})/TC$] (Table 3). The difference between DC_{max} and $DC(\bar{\theta})$ is the amount that was dislodged from soil aggregates through saturation and is in a relatively dynamic or in an un-aggregated state and readily available for transport. Thirty six to 79 % of the DC_{max} or 18 to 65 % of the TC was in dynamic or un-aggregated state. Exclusive of the loamy sand 7, 52 to 65 % of the DC_{max} in silt loam and clay soils were in un-aggregated or dynamic state and we suggest that this fraction of the DC_{max} need immediate re-stabilization attention.

The $DC(\bar{\theta})$ is the amount of dispersed clay that is in a weakly bonded state due to soil drying, but may disperse or disaggregate during saturation. When $DC(\bar{\theta})$ was expressed as a fraction of DC_{max} (Table 3), it showed that 22 to 64 % of the DC_{max} was $DC(\bar{\theta})$, suggesting that soil drying played an important role in reducing the amount of clay available for transport in water. In clay and silt loam soils, 36 to 49 % of the DC_{max} was $DC(\bar{\theta})$, The highest and lowest percents were associated with loamy sands, suggesting inherent soil variables other TC playing a temporary role in the stabi-

lization of dispersed clay during soil drying.

The major emphasis on clay dispersion in this paper is that induced by mechanical and physical stresses and dynamics of the dispersed clay in relation to soil water status. However, it is important to recognize here that dispersion induced by salinity, particularly that arising from saline water use, may be a major issue in arid, semi-arid, and tropical environments. Several studies have shown the impact of salinity on decreases in soil hydraulic conductivity through pore clogging by the dispersed clay (Sumner, 1993). Gypsum application was effective in restoring, at least partially, conductivity under saline condition. This suggests, the pore clogging clay particles were transported or translocated away from pore walls after gypsum application and were probably re-stabilized in aggregates. Limited quantitative information, however, exists on the fate of dispersed clay under forages in forage-cereal rotations in saline soils.

3) Maximum potentially stabilizable clay

The amount of dispersed clay (DC) under forages in forage-corn rotations decreased with time, during the 3 yr period, in the 7 soil types and the DC under forages were always less the corresponding continuous conventional corn treatment (Rasiah and Kay, 1994). The aforementioned provides evidence for the forage-phase induced stabilization of clay that was in dispersed status under corn. As time approaches infinity, the DC under forages may decrease to near zero and the amount of clay stabilized would be at its potential maximum, SC_{max} . The SC_{max} at growing season average water content, $\bar{\theta}$, is defined as $\Delta SC(\bar{\theta})$. The $\Delta SC(\bar{\theta})$ is the difference in dispersed clay between the corn and forage treatment. During the 3-year period, the $\Delta SC(\bar{\theta})$ ranged from 1.17 g clay 100 g^{-1} soil to 4.51 g clay 100 g^{-1} soil (Table 4). The $\Delta SC(\bar{\theta})$ had been shown to increase with increasing TC, SOM, and soil pH (Rasiah and Kay, 1994).

The clay stabilized by forages ranged from 9 to 19 % of TC (Table 4). According Rasiah and

Kay (1994), the fraction of the dispersed clay that was stabilized by forage is $\Delta SC(\bar{\theta})/DC(\bar{\theta})$. Thus, according to them 47 to 77 % of the dispersed clay was stabilized by forages in 3 years (Table 4). However, in reality though, as mentioned elsewhere in the text, the total dispersed clay in a given soil is DC_{max} . Thus, $\Delta SC(\bar{\theta})$ was expressed as a fraction of DC_{max} (Table 4). This form of expression revealed that only 11 to 37 % of the DC_{max} was stabilized by forages. We also indicated elsewhere in the text the difference between DC_{max} and $DC(\bar{\theta})$ is the amount that was in a relatively free or dynamic state. Therefore, we expressed $\Delta SC(\bar{\theta})$ as a fraction of this difference (Table 4). This computation indicated that 14 to almost all the so-called free state clay was stabilized by forages. Ironically, the highest and lowest stabilization of the clay in dynamic state occurred in the loamy sands. The highest stabilization occurred in the loam with the high SOM and the lowest in the loam with low SOM. This suggests the SOM present at the time of introduction of forage probably played an important in enhancing the stabilization of the clay in dynamic state.

The maximum amount of clay that can be stabilized by forages depended on the dispersed clay pool and we have shown this pool is DC_{max} and not $DC(\bar{\theta})$ as indicated by Rasiah and Kay (1994). The DC_{max} is a much larger pool than $DC(\bar{\theta})$ in a given soil (Tables 2 and 3), and $DC(\bar{\theta})$ is only 22 to 64 % of DC_{max} . The DC_{max} increased with increasing TC and decreasing SOM (Rasiah, 1994). The $\Delta SC(\bar{\theta})$ showed a trend to increase with increasing TC or DC_{max} or $\Delta DC(\bar{\theta})$ and/or SOM (Fig. 1 and Table 4). Therefore, we explored $\Delta SC(\bar{\theta})$ as a function of TC and SOM, or DC_{max} and SOM, or $\Delta DC(\bar{\theta})$ and SOM using the stepwise variable selection procedure. The analyses produced a significant relation only with DC_{max} and SOM independent variables,

$$\Delta SC(\bar{\theta}) = -1.75 + 0.25 DC_{max} + 0.56 SOM$$

$$\{R^2 = 0.96 \text{ and } P < 0.01\} \quad [4]$$

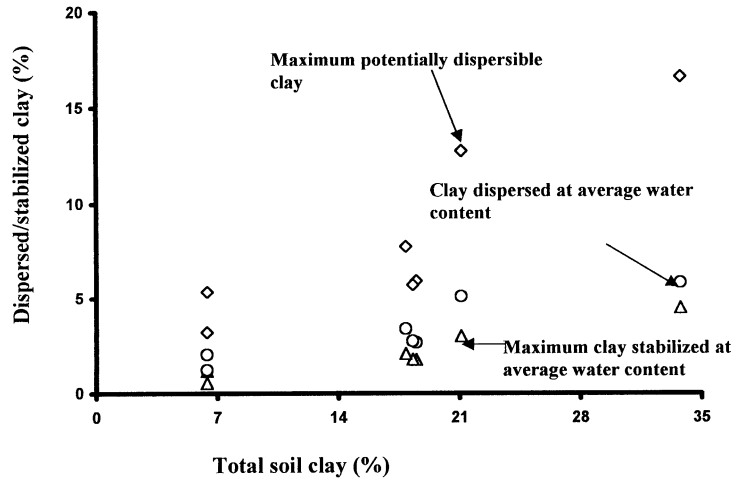


Fig. 1 The relationship between maximum potentially stabilizable, [$\Delta SC(\bar{\theta})$], or dispersible, [$\Delta DC(\bar{\theta})$], and total clay (TC).

Equation [4] indicates that $\Delta SC(\bar{\theta})$ increased with increasing DC_{max} and SOM. However, the role played by DC_{max} is different from that of SOM. The amount of clay that can be stabilized by forages depends largely on the dispersed clay pool. This pool could be either TC or DC_{max} or $\Delta DC(\bar{\theta})$. The aforementioned analyses, i.e. using TC or $\Delta DC(\bar{\theta})$ or DC_{max} as the clay pool, indicate that DC_{max} is the pool that determined $\Delta SC(\bar{\theta})$ and not TC or $\Delta DC(\bar{\theta})$. Equation [4] also indicates that SOM enhanced clay stabilization when the dispersed pool was not a limiting factor. For example, in the loamy sands (soils 6 and 7) with 6.4% clay content, the influence of SOM on clay stabilization is higher in soil 6, with 2.9% SOM, than in soil 7, with 2.2% SOM. The SOM clay stabilization enhancement role was significant only when DC_{max} was used as the dispersed clay pool and not TC or $\Delta DC(\bar{\theta})$. This provides further support to our hypothesis that DC_{max} is pool that determined the maximum potentially stabilizable clay.

The enhanced effectiveness of SOM in clay stabilization under forages, suggests the binding materials arising from short-term forages were more effective under high initial SOM and is consistent with the results reported by other workers (Nadler and Letey, 1989; Swift,

1991). The results are also compatible with the observation made by Baldock and Oades (1990) that Ca^{2+} addition during straw decomposition resulted in increased structural stabilization through synergistic effects.

We suggest that in soils with high DC_{max} the organic binding materials produced by short-term forages were more effectively utilized during clay stabilization. This probably led to the immobilization of the organic materials in the stabilized aggregates, thereby leading to gradual increases in SOM. The aforementioned hypothesis is consistent with the findings of by Dormaar and Foster (1991).

As mentioned elsewhere in the text, quantitative information on the stabilization of dispersed clay in saline soils under forages is scarce. Recently, however, Mitchell *et al.* (2000) showed that soil aggregation under legume winter cover crops, followed by summer cereals using saline water for irrigation, was higher than without cover crop treatment. Further, the stability of soil with gypsum treatment and saline water use was less than cover crop. However, surface soil salinity was higher under winter cover than the gypsum treatment. Unfortunately, the changes in clay dispersion after saline water irrigation and winter cover crop treatment were not measured in

this study. Nevertheless, the results indirectly show that clay dispersion might decreased after the introduction of winter cover crops according to Rasiah *et al.* (1992), who showed negative correlations existed between aggregate stability and dispersed clay (Rasiah *et al.* 1992).

Even though the forage phase in forage-corn rotation was effective in stabilizing dispersed clay, the practical applicability of this rotation is limited, because, such rotations may not be economically feasible or acceptable. Further, if animal husbandry is not incorporated in the farming systems then efficient utilization of forages is limited. Thus, it seems winter cover cropping or under-seeding green manure legumes in cereals, particularly under corn, more appropriate than forage-corn rotations.

4. Conclusions

In previous studies, the dispersed clay at average field water content [$DC(\bar{\theta})$] was considered amount that was available for stabilization when forages were introduced (unstressed system) in forage-corn rotation. In this study, we show the maximum potentially dispersible clay (DC_{max}) is the pool that was available for stabilization when the forages were introduced. The DC_{max} is much larger than $DC(\bar{\theta})$, which ranged from 22 to 49 % of DC_{max} across soil types. The DC_{max} under conventional corn (stressed system) ranged from 32 to 84 % of the total clay (TC) across soil types. This indicates that substantial quantities of TC were in dispersed state in the stressed system. When the impact of the stresses were reduced, through the introduction of forages, the dispersed clay re-stabilized and the amount stabilized ranged from 11 to 37 % of the DC_{max} across soil types. The sources strength, the total clay content (TC), determined DC_{max} pool and consequently SC_{max} . Soil organic matter (SOM) had opposing effects on SC_{max} and DC_{max} . The SC_{max} increased with increasing SOM in a given soil and across soil types. Thus, we suggest SOM conservation and management not only enhances clay stabi-

lization, it may contribute towards C-sequestration in soil, particularly under reduced tillage systems. C-sequestration in soil may help in reducing the concentration of green house gases in atmosphere.

5. Acknowledgment

The authors gratefully acknowledge the financial support provided by the Japanese Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology to the first author as a visiting Professor to conduct research for one year at the Arid Land Research Center of the Tottori University, Japan.

References

- Baldock, J.A. and Oades, J.M. (1990) : Structural amelioration of a South Australian red earth using calcium and organic amendments. In Soil Structure Research in Eastern Canada. Proc. Eastern Canada Soil Structure Workshop, Guelph. pp. 131-141.
- Baldock, J.A. and Kay, B.D. (1987) : Influence of cropping history and chemical pretreatment on the water stable aggregation of a silt loam soil, Can. J. Soil Sci., **67** : 501-511.
- Caron, J. and Kay, B.D. (1992a) : Short term decrease in soil structural stability following bromegrass establishment on a clay loam soil, Plant Soil., **145** : 121-130.
- Caron, J. and Kay, B.D. (1992b) : Rate of response of structural stability to a change in water content : Influence of cropping history, Soil Tillage Res., **25** : 167-185.
- Cassman, K.G. and Rains, D.W. (1986) : Cropping systems approach to salinity management in California, Amer. J. Alt. Agric., **1** : 115-121.
- Collis-George, N. and Greene, R.S.B. (1979) : The effect of aggregate size on the infiltration behavior of a slaking soil and its relevance to ponded irrigation, Aust. J. Soil Res., **17** : 65-73.
- Disparate, A.A. (1987) : Effects of root mass density on infiltration among four Mediterranean dryland forages and two irrigated forage legumes. MS Thesis. University of California Press, Riverside, USA.
- Dormaar, J.F. and Foster, R.C. (1991) : Nascent aggregates in the rhizosphere of perennial ryegrass, Can. J. Soil Sci., **71** : 465-474.
- Evans, L.J. and Cameron, B.H. (1983) : The Brookston series in Southwestern Ontario : Characteristics, classification, and problems in defin-

- ing a soil series, *Can. J. Soil Sci.*, **63** : 339-352.
- Isensee, A.R. and Sadeghi, A.M. (1993) : Impact of tillage practices on runoff and pesticide transport, *J. Soil Water Conserv.*, **48** : 523-527.
- Miller, W.P. and Baharuddin, M.K. (1986) : Relationship of soil dispersibility to infiltration and erosion of Southeastern soils, *Soil Sci.*, **142** : 235-240.
- Mitchell, J.P., Shennan, C. Singer, M.J. Peters, D.W. Miller, R.O. Prichard, T. Grattan, S.R. Rhoades, J.D. May, D.M. and Munk, D.S. (2000) : Impacts of gypsum and winter crops on soil physical properties and crop productivity when irrigated with saline water, *Agric. Water Mangt.*, **45** : 55-71.
- Nadler, A. and Letey, J. (1989) : Adsorption isotherm of polymers on soils using tritium labeled compounds, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **53** : 1375-1378.
- Ontario Ministry of Agriculture and Food. (1988a) : Field crop recommendations. Publication No. 296. OMAF, Toronto.
- Ontario Ministry of Agriculture and Food. (1988b) : Guide to weed control. Publication No. 756. OMAF, Toronto.
- Page, A.L. (ed). (1986) : *Methods of Soil Analysis-Part 2*. ASA and SSSA, Madison, WI, USA.
- Pojasok, T. and Kay, B.D. (1990) : Assessment of a combination of wet sieving and turbidimetry to characterize the structural stability of moist aggregates, *Can. J. Soil Sci.*, **70** : 33-42.
- Rasiah, V. and Kay, B.D. (1995a) : Characterizing rate of wetting : Impact on structural destabilization, *Soil Sci.*, **160** : 176-182.
- Rasiah, V. and Kay, B.D. (1995b) : Runoff and soil loss as influenced by stability parameters, cropping, and tillage practices, *Geoderma*, **68** : 321-329.
- Rasiah, V. (1994) : Equations to predict measures of structural stability at minimum strength, *Soil Sci.*, **158** : 170-173.
- Rasiah, V. and Kay, B.D. (1994) : Quantifying the changes in clay stabilization after the introduction of forages, *Soil Sci.*, **157** : 318-326.
- Rasiah, V., Kay, B.D. and Martin, T. (1992) : Variation of structural stability with water content : Influence of selected soil properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56** : 1604-1609.
- Shanmuganathan, R.J. and Oades, J.M. (1982) : Effect of dispersible clay on the physical properties of B horizon of a red-brown earth, *Aust. J. Soil Res.*, **20** : 315-324.
- Shennan, C. (1992) : Cover crops, nitrogen cycling and soil properties in semi-arid irrigated vegetable production systems, *Hort Sci.*, **27** : 749-754.
- Stivers, L.J., Shennan, C. Jackson, L.E. van Bruggen, A.H.C. Miller, P.R. and Griffin, C.J. (1990) : Winter cover cropping in vegetable production systems. *In* : Abstracts of the International symposium on Agroecology and conservation issues in temperate and tropical regions. 26 Sept. 1990. University of Padova, Italy.
- Sumner, M. E. (1993) : Sodic soils : New perspectives, *Aust. J. Soil Res.*, **31** : 683-750.
- Swift, R. S. (1991) : Effects of humic substances and polysaccharides on soil aggregation. *In* *Advances in soil organic matter research : The impact on agriculture and environment*. W.S. Wilson (ed). The Royal Soc. Chem., Cambridge, UK. pp. 153-162.
- Wyland, L.J., Chaney, L.E. Klonsky, W.E. Koike, S. T. and Kimple, K. (1996) : Winter cover crops in a vegetable cropping system : Impacts on nitrate leaching, soil water, crop yield, and management cost, *Agric. Ecosystems Environ.*, **59** : 1-17.

異なる土性を持つ土壌の作付条件下における分散性及び安定性粘土の可能最大量

Velu Rasiah*, **・山本太平*

* 鳥取大学乾燥研究センター

** オーストラリア国クイーンズランド州天然資源省

要 旨

粘土分散の変化に作用する物理的・機械的なストレスは特に規模が大きく集約的な農業生産系において大きな持続的及び環境的問題である。しかしながら粘土の分散はストレスが減少し最小になるか除去されたとき安定する可能性が高い。本研究の目的は、(i) ストレス負荷の有無のそれぞれにおいて、異なる土性の土壌における分散性粘土 (DC_{max}) と安定性粘土 (SC_{max}) の可能最大量を定量すること、(ii) DC_{max} および SC_{max} に影響する固有土壌変数 (S) を求めることである。粘土分散の測定は種々の作物条件下において 6 種類の土性の土壌を用いて 3 年間の間毎月行われた。研究に用いられた作物圃場は慣行的に耕作され、連作下のコーン (CTCC) と牧草であり、1989 年に設定された。そこは実験以前 10 年以上 CTCC 条件下にあった。CTCC は負荷を加えた時のシステム、牧草は負荷を減らした時のシステムをあらわす。全粘土量 (TC) が 6.4~33.8% に比べて、負荷を加えたとき土壌の DC_{max} は 3.2~16.6% の範囲であった。 DC_{max} は TC の増加、土壌の有機物 (SOM) の減少に伴って大きくなった。負荷を減らしたとき土壌の SC_{max} は 1.2~4.5% の範囲であり TC, SOM, pH の増加に伴って大きくなった。 DC_{max} の 11~37% は牧草の導入でストレスが減少したとき 3 年間安定していた。CTCC から牧草へ切り替える時期、すなわちストレスが減少させられる時期に存在する SOM の量は同程度の TC をもつ土壌中の分散粘土の安定化に大きな役割を演じた。この結果はストレス減少後の分散粘土の安定性が分散粘土含量と SOM に左右されることを示している。

キーワード : 分散性粘土, 安定性粘土, 土性, 土壌有機物, 物理的機械的ストレス

受稿年月日 : 2001 年 3 月 30 日

受理年月日 : 2001 年 8 月 20 日

畑利用淡色黒ボク土と沖積水田土における 排水性粗孔隙の異方性について

岩田幸良*・成岡 市**

Anisotropy of Drainable Macropores in Andosols and Alluvial Soils

Yukiyoshi IWATA* and Hajime NARIOKA**

* National Agricultural Research Center for Hokkaido Region,
Shinsei, Memuro-chou, Kasai-gun, Hokkaido 082-0071, Japan

** Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University,
3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan

Abstract

Since macropores significantly influence the movement of water and air in the soil, it seems that the structure of macropores should determine the processes of drainage. A study was conducted to investigate the structure of macropores and the associated drainage process. The drainage characteristics of volcanic ash and paddy field soils were investigated, and the following results were obtained.

(i) The structure of entry pores depended on the direction of sampling. We constructed a model of entry pore structure, and found that this phenomenon is thought to reflect the shape of drainage macropores, especially the joints of tubular pores that have different diameters.

(ii) The results of drainage experiments using a 100 cm³ cylindrical sampler were thought to have been greatly affected by the inner wall of the sampler. Nevertheless, it could be said that wall-affected results show soil drainage characteristics better than non-wall-affected results. We constructed a model of drainable macropores structure to explain this phenomenon. The shapes of pF-distribution curves were different depending on the direction of sampling when soil was sampled using a 100 cm³ cylindrical sampler. This could be explained by assuming that large tubular pores in the network of macropores were in a vertical direction and smaller tubular pores were in a horizontal direction.

Key words : macropore structure, drainability, anisotropy, soft X-ray imaging method, sampling scale

1. はじめに

土壌粗孔隙の存在が土壌の排水特性に大きく影響していることは周知のことである。この粗孔隙をめぐる研究は、バイパスフローの議論とともに、たとえば土壌薄片や軟 X 線影像による観察（たとえば Bouma, 1981；徳

永ら, 1984；成岡, 1989）、トレーサーを利用した野外での水みちの観測（たとえば波多野ら, 1983）などの成果としてまとめられている。

粗孔隙（macropore）の構造を把握するには軟 X 線映像法や軟 X 線立体計測法（成岡, 1989）が有効である。造影剤を媒体として粗孔隙の立体構造を連続的に捉える

* 北海道農業研究センター 〒082-0071 北海道河西郡芽室町新生

** 岡山大学環境理工学部 〒700-8530 岡山県岡山市津島中 3-1-1

キーワード：粗孔隙構造，排水特性，異方性，軟 X 線映像法，サンプリングスケール

ことが可能であり、低粘性造影剤を流し込むことにより粗孔隙の透水性や排水特性への役割を調べる研究もなされている(たとえば Mori *et al.*, 1999 a, b; 佐藤, 1995)。

また、成岡ら(2000)および成岡・駒村(2000 a, b)は、関東ローム土壌に関する一連の論議の中で、

(1) 管状孔隙群(粗孔隙群)は各土層ごとに構造が異なり、浸透経路または排水経路としての物理的機能が分化(水と空気の通り道が異なる)している。

(2) 表層黒ボク土は、団粒が発達しているため、微細間隙と粗孔隙の分化が大きく、透水経路の屈曲度が小さい。また乾燥密度や間隙率の大小にかかわらず、粗孔隙が飽和透水の主要経路になり得ている。

(3) 下層土においては、粗孔隙と微細間隙の境界が pF 1.8 付近にあり、飽和透水係数が[水平方向] > [鉛直方向]の傾向にある。これは鉛直方向に延びる大径粗孔隙(径 1~2 mm の管状孔隙)の屈曲度が高く、水平方向に延びる径 300 μ m 以下の孔隙がネットワーク構造を成し、透水性に大きな影響を与えていることによる。

(4) 粗孔隙の透水、通気、排水機能は分化しており、限界間隙の構造は透水・通気性に強い影響を及ぼしている。

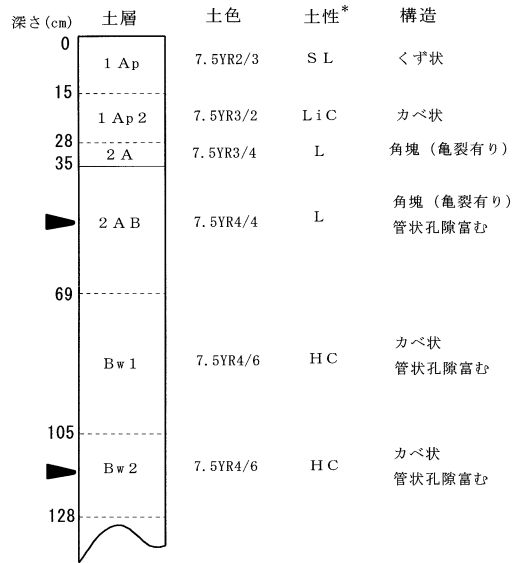
などの知見を得ている。しかし、粗孔隙の構造と排水性との関係については十分明らかにされておらず、排水性を論ずる際には土壌をブラックボックスとして扱うことしかできなかった。

そこで本論は、畑および水田の各土層から 100 cm³円筒を用いて水平・鉛直方向に試料を採取し、それらについて透過・排水性の測定を行い、土壌の排水特性(排水過程における土壌の水・空気の移動特性)に異方性が生じることを示した。さらに、これらの異方性と排水に関与する粗孔隙の構造との関係について考察することで、100 cm³円筒で排水特性試験を行うことの意味について言及した。

2. 供試土および測定方法

2.1 供試土

農業環境技術研究所(つくば市)の淡色黒ボク土畑圃場(D1 圃場)下層から火山灰土壌(以下、火山灰畑土)を、静岡県袋井市の湿田および乾田から沖積土壌(以下、沖積水田土)を各々採取した。採取時期は、火山灰畑土が 1996 年 5 月 17 日、沖積水田土が 1995 年 10 月 21 日であった。いずれも降雨量の比較的小さい時期であり、火山灰畑土では 150 cm、沖積水田土は 50 cm の深さまで試抗を掘ったが、いずれも地下水位は観察されなかった。また、火山灰畑土、沖積水田土ともに採取時は裸地であった。



* 圃場にて触診で判断したもの

図-1 火山灰畑土の土壌断面

Fig. 1 Soil profiles of volcanic ash soil in upland field.

火山灰畑土を採取した土壌断面を図-1 に、沖積水田土のそれを図-2 に示す。図中矢印で示した層位から攪乱土、不攪乱土、軟 X 線撮影用土塊を各々採取した。不攪乱土は 100 cm³定容量円筒により、水平方向と鉛直方向に各々 3~5 個採取した。軟 X 線撮影用土塊は現位置の上下方向をマークした後に適当な大きさに切り取り、内部構造を壊さないように実験室に持ち帰り、100 cm³相当の直方体(30~40 mm 厚; X 線の透過距離)に切削整形した。試料の表面には円孔開口部がみられ、管状孔隙の实在を前もって確認した。以下、火山灰畑土をその採取層位に基づき 2AB, Bw2 と呼び、沖積水田土を圃場の立地条件および層位に基づき乾田耕盤、乾田心土、湿田耕盤、湿田心土と呼ぶことにする。

2.2 土壌物理性の測定

2.2.1 基本的物理性

供試土の基本的物理性については、真比重(Gs; ピクノメータ法)、土性(ピペット法; 判定は国際法に準拠)、含水比(ω)、間隙率(n)、乾燥密度(ρ_d)、三相割合などを測定した。

2.2.2 透過特性(飽和透水係数 Ks, 通気係数 Ka)

円筒採取の火山灰畑土は定水位法、沖積水田土は変水位法を適用し、飽和透水係数 Ks を毛管飽和後に測定した。その後、加圧板法により pF 1.8 の水分状態に調整し、Tanner and Kirkham の装置(土壌物理測定委員

会, 1978) の改良型 (DIK-5001) を用いて通気係数 K_a を測定した。

なお K_s は, 同一試料に同じ流向 (とくに鉛直方向では現位置の上向き) で測定値が安定するまで通水し, 三反復の測定を行った。 K_a は長時間の通気を避け, 供試土の乾燥収縮が起こらないようにしながら三反復の測定

を行った。

2.2.3 限界間隙特性

田淵 (1963) の方法に準拠して, 前節 (2.2.2) の処理後, 限界間隙試験を行った。限界間隙は, 飽和土から最初に水が排出される孔隙であり, その状態の水分ポテンシャルを水柱高で表したものを限界負圧 (cm), 限界間隙の体積を試料の全体積で除したものを限界間隙量 (cm^3/cm^3), 限界間隙の体積を限界負圧で除したものを脱水勾配 (cm^3/cm ; [限界間隙の体積, cm^3] / [限界負圧, cm]) とし, この3種類の値を排水特性の指標 (成岡, 1992) として考察を進めた。

2.2.4 pF 水分特性

前節 (2.2.3) 処理後の不攪乱土を再び毛管飽和して, pF 1.0~1.3 の範囲で砂柱法, pF 1.5~pF 2.7 の範囲で加圧板法, pF 3.0~4.0 の範囲で遠心法を適用し, 排水過程における pF 水分分布曲線を求めた。

2.2.5 軟 X 線影像

切削整形した直方体 (試料厚 30~40 mm; X 線透過方向) の撮影 (装置; SOFTEX, DCTS-7003 型) を行った。撮影条件は, 管電圧 60 kV, 管電流 3 mA, 焦点・フィルム間距離 (FFD) 655 mm を固定条件として, 照射時間を調整することにした。また現位置の鉛直方向と実寸法が確認できる鉄針を直方体上端部に挿入した。

なお, 造影剤の試料土への浸入方法について, 「圧入法 (成岡, 1989)」は大径 (直径 0.3 mm 程度以上) の粗孔隙の形状の把握や径の異なる管状孔隙のネットワークの把握に優れた方法である。しかし, とくに小径 (直径 0.3 mm 程度未満) の管状孔隙が卓越する場合, 存在する管状孔隙を造影する能力は「乾燥法 (徳永ら, 1984)」の方が高い。そこで本論では, 大径管状孔隙が卓越する火山灰畑土では圧入法により, 小径管状孔隙が卓越する沖積水田土では乾燥法により, それぞれ造影剤を試料の孔隙

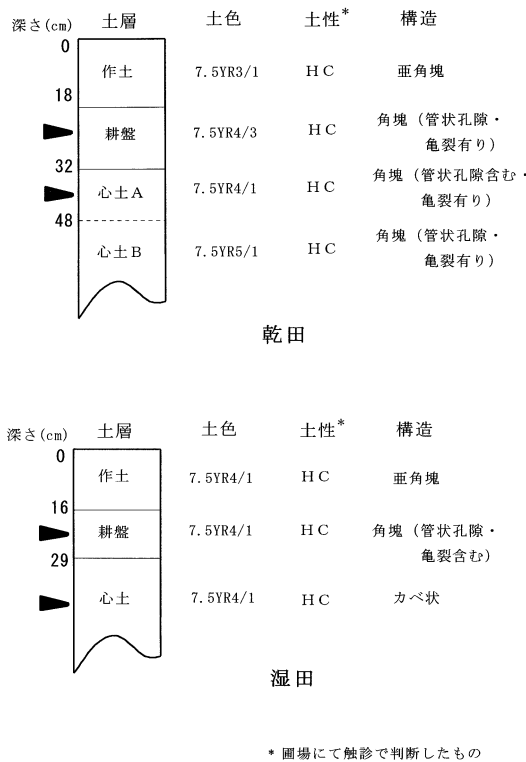


図-2 沖積水田土の土壌断面

Fig. 2 Soil profiles of paddy field soil (alluvial soil).

表-1 供試土の基本的物理性

Table 1 Physical properties of soil sample

土 層	火山灰土壌		乾田土壌		湿田土壌	
	2AB	Bw2	耕盤層	心土層	耕盤層	心土層
深 度 (cm)	35~69	105~128	18~32	32~48	16~29	29~43
土 性*	HC	CL	L	L	LiC	CL
自然含水比 (kg/kg)	1.21	1.13	0.22	0.27	0.24	0.23
乾燥密度 (g/cm^3)	0.54	0.58	1.42	1.32	1.40	1.42
間 隙 率 (cm^3/cm^3)	0.80	0.78	0.47	0.50	0.47	0.47
粗間隙率 (cm^3/cm^3)**	0.07	0.10	0.05	0.04	0.03	0.05
土壤構造	角塊状	カベ状	角塊状	角塊状	角塊状	カベ状

* ピペット法による

** 粗間隙 = pF 1.8 以下相当

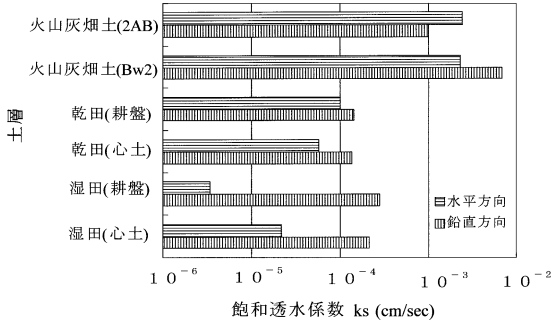


図-3 飽和透水係数

Fig. 3 Hydraulic conductivity at saturated condition.

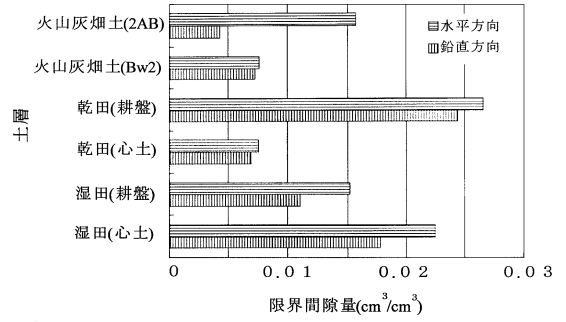


図-5 限界間隙量の異方性

Fig. 5 Anisotropy of the entry-pore volume.

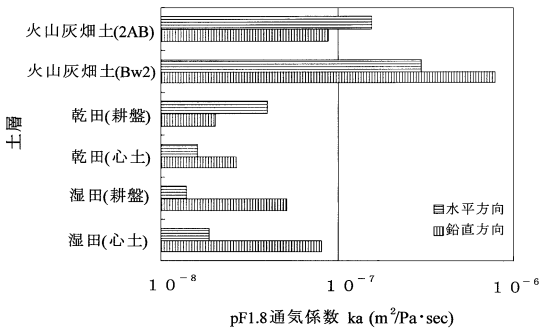


図-4 pF 1.8 における通気係数

Fig. 4 Air permeability at pF 1.8.

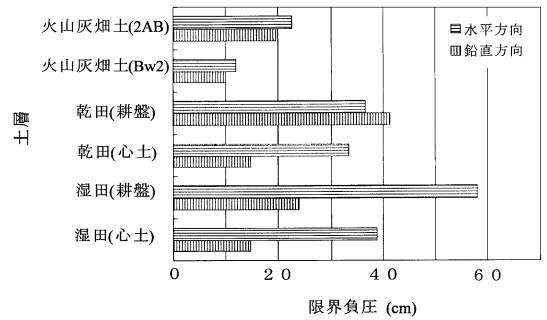


図-6 限界負圧の異方性

Fig. 6 Anisotropy of the entry-pore pressure.

内に入れた。なお、圧入法は粘性剤（主成分として塩基性炭酸鉛と亜鉛を含有している油絵の具（シルバー・ホワイト）にスピンドル油を加えて適度な粘性に調整した）を、沖積水田土では低粘性剤（1, 1, 2, 2-テトラプロモエタン）をそれぞれ造影剤として用いた。

3. 実験結果

3.1 基本的物理性

測定した供試土の基本的物理性の結果を表-1にまとめて示す。ピペット法により粒度分析を行った結果、火山灰畑土の土性はHCとCLであり、沖積水田土の土性はL~LiCであった。沖積水田土より火山灰畑土の方が微細粒子の割合が多いが、間隙率から粗間隙率を引いた値で評価される微細間隙の量は、火山灰畑土が沖積水田土に比べはるかに多い。しかし、土壌構造は角塊状からカベ状であるため、微細間隙部分の透過特性が良いとは考えにくい。

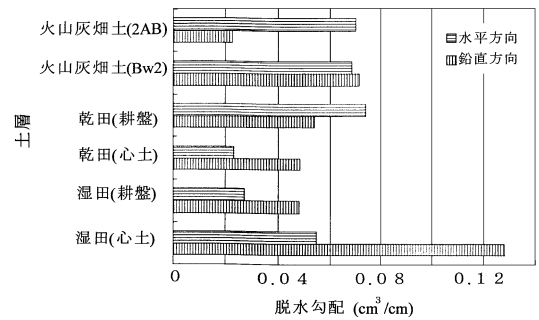
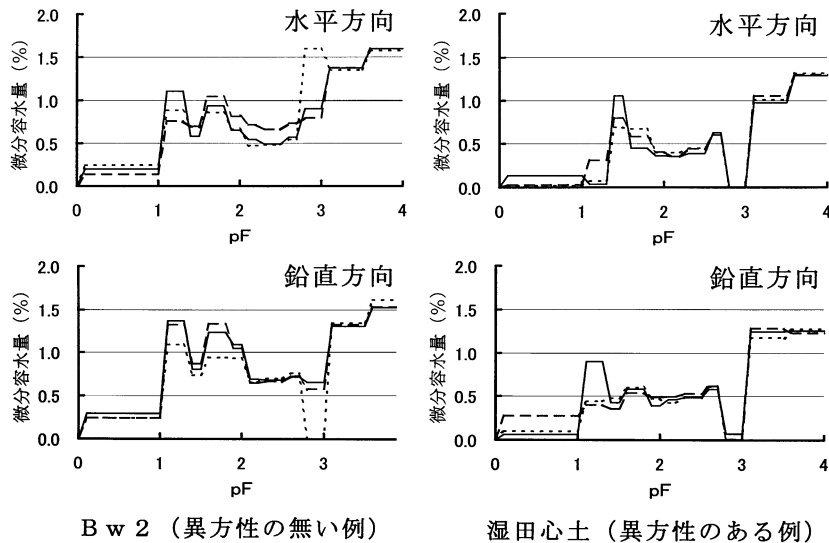


図-7 脱水勾配の異方性

Fig. 7 Anisotropy of the drain gradient.

自然含水比は、火山灰畑土・沖積水田土ともに低く、比較的乾燥した時期に試料の採取が行われたことが反映されている。



* 実線・点線等の線種の違いは、サンプルの個体差を表している。

図-8 Bw2 および湿田心土の pF 水分分布曲線

Fig. 8 pF-moisture distribution curves of Bw2 and ill-drained paddy field.

3.2 透過特性（飽和透水係数，通気係数）

各層の飽和透水係数，通気係数の結果を図-3，4に示す。

飽和透水係数（ K_s ）は火山灰畑土が 10^{-3} cm/s，沖積水田土が $10^{-4} \sim 10^{-6}$ cm/s のオーダーであった。 K_s は湿田耕盤および心土で鉛直方向に明らかに大きいが，それ以外の層では明瞭な異方性はみられなかった。

pF 1.8 における通気係数は，水平・鉛直方向の異方性が K_s よりも明確に現れる傾向にあった。しかし，沖積水田土より火山灰畑土で値が大きく，湿田耕盤・心土で特に強い異方性がみられるという点では K_s と同様の傾向を示した。乾田耕盤において K_s に異方性はみられないが， K_a は水平方向に若干大きかった。このことは，乾田耕盤の粗孔隙構造が水平方向にわずかに卓越していることが反映されていると推定される。

3.3 限界間隙特性

測定した限界間隙量，限界負圧，脱水勾配を図-5～7にまとめて示す。

限界間隙量は，全ての層で水平方向に大きかった。

限界負圧は，乾田耕盤を除く全ての層で水平方向に大きかった。限界負圧がほとんどの層で水平方向に大きいということは，大気開放間隙，すなわち試料上端から下端まで連続した最も大きな粗孔隙の最小径が鉛直方向に大きいということを意味している。これは，水田・火山灰畑土における粗孔隙が鉛直方向に卓越して多いという

既往の成果（徳永，1985；成岡，1989）と一致していた。

脱水勾配は，2AB および乾田耕盤で水平方向に大きく，Bw2 でほとんど差がなく，乾田心土および湿田耕盤・心土で鉛直方向に大きかった。

3.4 pF 水分特性

Bw2 および湿田心土の pF 水分分布曲線を図-8に示す。

同図は，各層の供試土を水平・鉛直方向にまとめて示したもので，上が水平方向，下が鉛直方向の試料に対応している。Bw2 では水平・鉛直方向に同様な形状の曲線が描かれているのに対し，湿田心土は水平方向の pF 1.3～1.5 に大きなピーク，鉛直方向の pF 1.0～1.3 および pF 1.5～1.8 に小さなピークがあり，試料の採取方向によって曲線形は明らかに異なっていた。

ここで，とくに低 pF 段階における pF 水分分布曲線が供試土の土壤構造を量的に反映したものであると考えるならば，採取方向により曲線形状に異方性が存在することは，水平・鉛直方向で排水孔隙の構造が異なっていることを意味する。図-8の湿田心土のように，同一条件で測定したにもかかわらず採取方向の違う試料の曲線形状が全て異なる場合，この現象が測定の際に起こった誤差に起因しているとは考えにくい。そこで，この結果に関する論議を後（4.2）で詳述する。

3.5 軟 X 線映像

図-9～12に供試土の軟 X 線映像を示す（ここで，

図-9~12 火山灰畑土と沖積水田土の管状孔隙の軟 X 線影像

Figs. 9~12 Soft X-ray radiographs of tubular-pore (macropore) of upland field (volcanic ash soil) and paddy field.

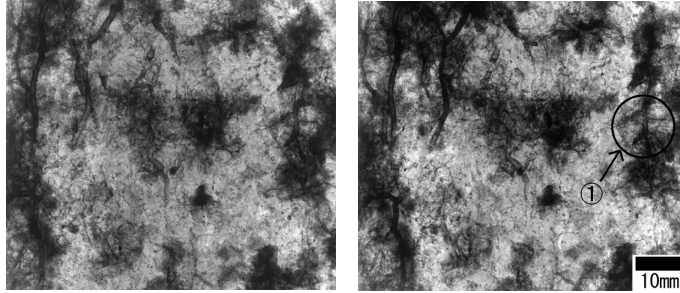


図-9 2AB層 (35~69 cm 深)

Fig. 9 Volcanic ash soil, 2AB layer (35~69 cm depth), Film No. N96259.

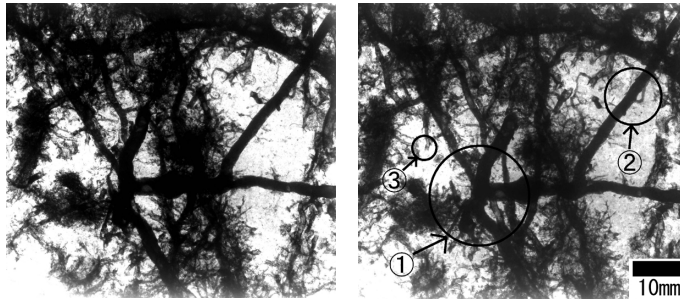


図-10 Bw2層 (105~128 cm 深)

Fig. 10 Volcanic ash soil, Bw2 layer (105~128 cm depth), Film No. N96237.

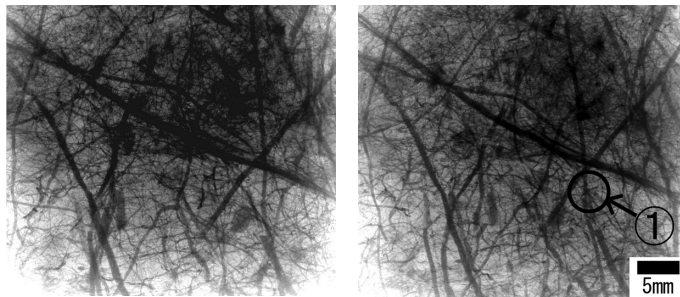


図-11 湿田耕盤 (16~29 cm 深)

Fig. 11 Ill-drained paddy field, plowsole (16~29 cm depth), Film No. N95265.

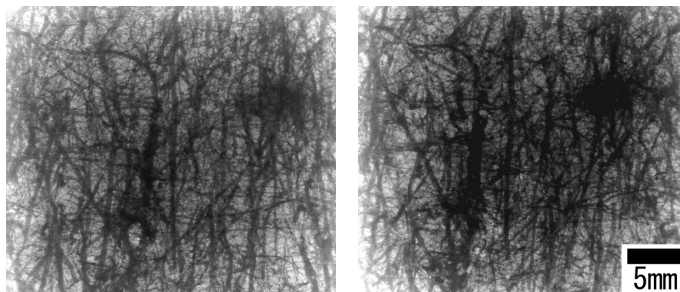


図-12 湿田心土 (>29 cm 深)

Fig. 12 Ill-drained paddy field, subsoil (>29cm depth), Film No. N95269.

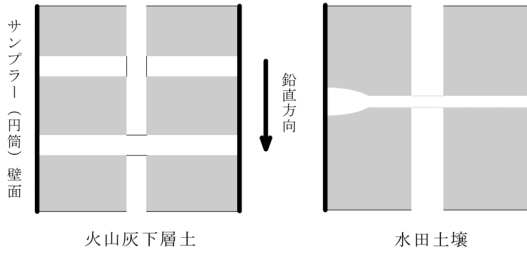


図-13 供試土の限界間隙の模式的モデル

Fig. 13 Soil structure model of the entry-pore in each soil types.

フィルム影像を「影像」と呼ぶことにする)。

火山灰畑土では「屈曲度が高く(図-10①)、分岐するほど径が細くなる(図-10②)」などの条件をもつ粗孔隙形状(成岡, 1989)を示していた。また、径0.3mm以上の比較的径の大きな粗孔隙(以下、「大径粗孔隙」とする)は2ABよりBw2の方で多く観察された。その屈曲度はBw2で大きく、大径粗孔隙は2ABで鉛直方向に卓越する傾向にあった。

沖積水田土は大径粗孔隙が鉛直方向に伸び、それと接続した径の小さな粗孔隙(以下、「小径粗孔隙」とする)が水平方向に卓越する(図-11①)という条件をもつ水田土粗孔隙形状(徳永ら, 1985)を示し、耕盤より心土でその傾向が強かった。しかし、乾田と湿田とでは影像上明瞭な差異はみられなかった。

4. 考 察

4.1 脱水勾配が示す限界間隙の異方性

脱水勾配については、Bw2を除く全ての層で異方性が見られた。これは試料の採取方向によって排水特性に及ぼす限界間隙の役割が異なっていることを示唆している。さらに、それぞれの土壌に対して限界負圧と限界間隙量等を検討し、脱水勾配に異方性を生じさせる原因が火山灰畑土と沖積水田土で異なることがわかった。そこで、これらの現象に関する理解を深めるため、粗孔隙形状とサンプリングスケールから考察される供試土の限界間隙構造を図-13に模式化し、次節4.1.1、4.1.2で論議することにした。

4.1.1 火山灰畑土の脱水勾配の異方性

脱水勾配に異方性がみられた火山灰畑土2ABでは、限界負圧が同程度であり、限界間隙量は水平方向に大きく、この結果水平方向の脱水勾配が大きくなっていた。間隙量が採取方向で異なる現象は一般的には理解しがたいが、

① 限界負圧が試料上端から下端まで連続した孔隙の

径の大きさに依存する

② 限界間隙量は限界負圧の水分状態における空気間隙量である

などから、限界間隙量はそれぞれポテンシャルの異なる水分状態における間隙量であると考えられる。

「限界負圧が水平・鉛直両方向に同程度である」ということは、試料の上端面から下端面に連続した最大径を有する粗孔隙群中のネックにあたる最小径が同程度であることを意味する。また、「限界間隙量が水平方向に大きい」ということは、水平方向に採取した円筒試料の限界間隙量が多いことを意味している。

以上のことから、火山灰畑土2ABにおける限界間隙の構造は図-13(左)のように模式化される。すなわち、

① 「限界間隙の大きさ」: 水平・鉛直方向ともに限界負圧が同程度であることから、鉛直方向に寄与する限界間隙も水平方向に寄与する限界間隙もその最小径は同程度である。

② 「限界間隙の量」: 水平方向に採取した試料の限界間隙量が多いことから、限界間隙は水平方向に卓越する。

③ 「水平・鉛直方向の限界間隙の連結」: 水平・鉛直方向に寄与する孔隙間に十分な連結があれば、限界間隙量に異方性は見られない。しかし、実測した限界間隙量に異方性がみられたことから、水平・鉛直方向の限界間隙の連結はそれほど高くないことがわかる。

このモデルは、限界間隙特性試験から得られた各種物理量から推定される孔隙形状の特徴を図式化したものである。

それでは、なぜ限界間隙の構造が採取方向によってこのように異なるのだろうか。軟X線影像から、限界間隙量に異方性がみられた2ABは、異方性のみられなかったBw2に比べて大径粗孔隙が少なく、それらは鉛直方向に卓越していることがわかる。一方、2ABの通気係数は水平方向に若干卓越しており、大径粗孔隙が鉛直方向に卓越することと矛盾する。しかし、水平方向に卓越した小径粗孔隙が通気経路として機能すると考えると、通気係数の異方性を説明することができる。また、2ABの限界負圧は20cm前後であり、これを等価毛管直径に換算すると0.15mmになる。これらを考慮すると、2ABの限界間隙が大径粗孔隙のみで構成されるとは考えられない。さらに、2ABの限界負圧は水平・鉛直方向に採取した試料でほとんど同じ値であったが、このことは限界間隙の最小径が採取方向に依存しないことを示している。

これらのことから、図-9①に示すような大径粗孔隙と接続あるいは独立した直径0.15~0.3mmの孔隙が、限界間隙として機能していると推定できる。すなわち、

これら小径粗孔隙群は採取方向によらず限界間隙の最小径となる。しかし、小径粗孔隙が水平方向に卓越するため、その結果として水平方向の限界間隙量を多くしていると考えられる。

また、Bw2 において限界間隙量および限界負圧の異方性がみられなかった理由として、「小径粗孔隙の形状が 2AB と異なる」、「屈曲度の高い大径粗孔隙が多く存在する」などが挙げられる。

4.1.2 沖積水田土の脱水勾配の異方性

上述 (4.1.1) のとおり、火山灰畑土の限界間隙の異方性については、直径 0.3 mm 以下の小径粗孔隙の量および形状に起因すると考えた。しかし、沖積水田土の場合は異なった状況にあると思われる。

沖積水田土の限界間隙量は、2AB に比べるとその差は小さく、水平方向に若干大きな傾向にある。しかし、限界負圧は乾田耕盤を除き水平方向に大きい。脱水勾配は、乾田耕盤を除いて鉛直方向に大きくなっている。

軟 X 線影像 (前出図-11, 12) から、沖積水田土の粗孔隙は径変化が少なく、屈曲度が低いことが判断できる。また、直径 0.3 mm 以上の大径粗孔隙が鉛直方向に卓越し、それと接続した径の小さな粗孔隙が水平方向に卓越した構造となっている。

以上のことを考慮して、沖積水田土における限界間隙の構造は図-13 (右) のように模式化することができる。すなわち、

① 「限界間隙の大きさ」: 水平方向の限界間隙の最小径が鉛直方向に比べて小さく、鉛直方向に卓越した孔隙の径変化は少ない。

② 「限界間隙の量」: 限界間隙量が同じか水平方向に若干大きい傾向にある。

③ 「水平・鉛直方向の限界間隙の連結」: 水平方向の限界間隙は鉛直方向の限界間隙に接続している。

孔隙の径変化は異径粗孔隙の連結によって起こる。水平方向に採取した試料では、鉛直方向の大径粗孔隙の屈曲度が低いいため試料壁面で閉鎖され、円筒試料内に閉じこめられる。そして、それと接続した径の小さな粗孔隙から大気が入ることによって大気に開放することになる。そのため、水平方向と鉛直方向の粗孔隙の連結が多くなると、径の大きな粗孔隙も十分に大気開放されるので、結果として水平方向に採取した試料の限界間隙量が大きくなると考えられる。

以上のことから、沖積水田土の場合、鉛直方向に採取した試料では、鉛直方向に卓越する大径粗孔隙が限界間隙の主たる構成要素となる。一方、水平方向に採取した試料では、大径粗孔隙とそれに接続した小径粗孔隙が限界間隙の主たる構成要素となっていると考えられる。

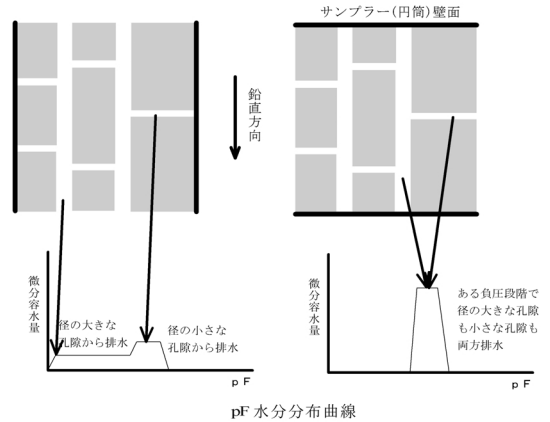


図-14 pF 水分分布曲線に異方性が存在する土壌の孔隙構造

Fig. 14 Soil structure of samples which have anisotropy in pF-distribution curve.

4.2 100 cm³ 円筒内壁面が pF 水分分布曲線の形状に与える影響

美園ら (1952) は、pF 含水率曲線を微分して得られる曲線を pF 水分分布曲線と名づけ、これにより火山灰畑土の排水特性が把握できることを示した。また成岡 (1989) は土壌孔隙を直管の集まりと仮定することで、pF 値からジュレンの式で等価毛管直径に換算し、pF 水分分布曲線を粗孔隙径とそれに対応する粗孔隙量を表すものであるとした。しかし、これらの論議は「土壌粗孔隙は排水粗孔隙として量的に評価することができる」という示唆ではあるが、pF 水分分布曲線に出現する異方性問題や、それから推定される粗孔隙の立体構造、あるいは 100 cm³ 円筒が排水試験に適切なサイズであるかどうかなどの論議はなされていない。

前出図-8 で、試料の採取方向により pF 水分分布曲線が異なる場合があることが確認されている。そこで各層から採取された試料から得られた pF 水分分布曲線を採取方向別に分け、曲線型の類似度を考慮して、各土層の異方性の程度を判断した。その結果、

湿田心土 >> 湿田耕盤 > 2AB > 乾田耕盤 > 乾田心土 >> Bw2

の順であった。

上述のように、pF 水分分布曲線を各 pF 段階における量的な間隙量を表す曲線であるとするならば、その採取方向で粗孔隙量が異なることはあり得ず、曲線に異方性が生じることも考えられない。そこで、図-14 のような模式的モデルを考えた。

鉛直方向の大径粗孔隙とそれに接続した水平方向の小径粗孔隙が存在する土層から円筒試料を採取する場合、鉛直方向に採取した試料では大径粗孔隙から排水がおり、次に小径粗孔隙の排水が発生する。これに対して、水平方向に採取した試料では、大径粗孔隙が円筒内壁面で閉鎖されて空気侵入が妨げられるために排水が起こらず、小径粗孔隙から先に排水されることになる。そしてこれが pF 水分分布曲線に異方性を生じさせている原因と考えることができる。

実際、明瞭な異方性がみられた湿田心土の軟 X 線影像 (図-12) では、鉛直方向に大径粗孔隙が卓越し、それに接続した小径粗孔隙は径 $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$ であった。また、水平方向の pF 水分分布曲線のピークは pF 1.3~1.5 (等価毛管径 $0.10 \sim 0.15 \text{ mm}$) にあり、軟 X 線影像から得られた水平方向の小径粗孔隙の径と同程度である。このことから、水平方向の小径粗孔隙が高水分領域の pF 水分分布曲線の形を決定する鍵となっていることが示唆され、径の異なる粗孔隙の連結構造が pF 水分分布曲線の異方性を引き起こす要因であることを裏付けていると考えることができる。

以上のことから、沖積水田土のように粗孔隙構造の異方性が明瞭な土壌の場合、 100 cm^3 円筒を用いた pF 水分特性曲線の測定結果には円筒内壁面の影響が強く現れると考えることができる。

4.3 100 cm^3 円筒で排水特性を測定することの意味

土壌の透水性を評価する際、その異方性や試料のサンプリングスケールが問題とされる (たとえば増島, 1970; 原口, 2000)。しかし、排水特性を測定する際、試料の採取方向による孔隙構造の変化や、排水特性に異方性が生じること、あるいはそれらと深い関係にあるサンプリングスケールの問題については特に議論がなされていなかった。前述のように、 100 cm^3 円筒で採取された試料の排水特性は、その壁面の影響を強く受けていることが考えられ、これらの諸問題について議論する必要がある。そこで、試料 (100 cm^3 円筒) の内壁面が閉鎖された状態で測定された排水特性の意味を考察する。

火山灰畑土に造影剤を入れる際、注射器で試料表面の円孔断面から粘性の高い剤を圧入したが、表面の円孔開口部が大きい場合でも注射器に伝わる注入抵抗が大きくなり、途中で造影剤が入らなくなる場合があった。また軟 X 線影像から、造影剤が粗孔隙内の途中で止まり、前進メナスが生じることも確認された (図-10③)。火山灰土の管状孔隙群は主として長期間のうちに形成された根跡であることはよく知られている。これを考慮すると、圃場規模で分布する管状孔隙の連続性は、異径管状

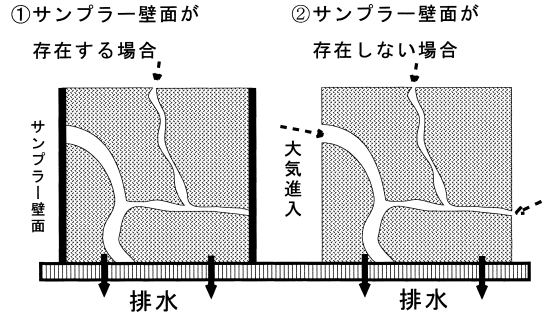


図-15 サンプラー壁面が排水試験に与える影響
Fig. 15 Effect of sampler-wall to drainage experiment.

孔隙が相互に接続していることにより成り立っていると考えることができる。

沖積水田土の場合も、作土・耕盤・心土という土層の分化がみられ、その境界域で粗孔隙の連続性が絶たれたり、すでに形成されていた管状孔隙の連続性が代かき等で分断される場合もあるだろう。

これらのことから、管状孔隙の存在形態は、均質な径の粗孔隙が長く伸びているのではなく、異径粗孔隙が相互に結びつき、あるいは途中で行き止まりになったように分布するという構造を連想することができる。そして、このような孔隙形態の存在を仮定すると、圃場の排水特性は、排水粗孔隙の連結構造に起因していると考えられることができる。

ここで、試料壁面が存在せず、試料側面が大気開放されているような実験系を仮定してみよう (図-15②)。試料側面からも大気が侵入するため、このような系においては粗孔隙が直接大気と接続する確率が高くなり、前節 4.1 および 4.2 で考察された採取方向による排水特性の相違は生じないと考えられる。すなわち、粗孔隙と大気との連絡が良くなることによって、排水過程では径の大きな孔隙から排水がおこる。そのため、限界間隙は大径粗孔隙が構成要素の主体となる。また pF 水分分布曲線は、従来からいわれているように、各圧力段階に相当する大きさの間隙がどれだけ試料内に存在するかを表す曲線となる。このように、試料壁面が存在しない実験系においては、孔隙のネットワーク構造が実験結果に反映されないと考えられる。

一方、 100 cm^3 円筒で測定された排水特性には、図-15 ①に示すように大径粗孔隙が壁面で閉鎖されるため、大径粗孔隙と小径粗孔隙の連結構造 (粗孔隙のネットワーク構造) が強く反映される。圃場レベルの排水過程では、一般に大気は地表面から侵入する。したがって、大気侵

入は、地表面からの孔隙の連続性が重要となる。地表面から対象土層まで、大径粗孔隙のみで連続性が保たれているならば、その土層における排水は大径粗孔隙から起こるため、円筒壁面の存在しない系で測定された排水特性がその土層内での排水の実体を良く表しているといえる。しかし、実際には大径粗孔隙と小径粗孔隙が連結することで地表面から対象土層までの連続性が保たれていると考えられるため、100 cm³円筒で測定された排水特性は、壁面によって大径粗孔隙が閉鎖されることで粗孔隙のネットワーク構造を強く反映し、より圃場の排水特性を表現していると考察される。

5. おわりに

本論では、火山灰畑土および沖積水田土を用いて100 cm³円筒採取土壌の物理特性の測定および軟X線撮影を行い、排水特性に関与する粗孔隙について考察した。

火山灰畑土の排水性粗孔隙は、屈曲度の高い大径粗孔隙と、それと連結あるいは独立した小径粗孔隙からなる。また沖積水田土のそれは、屈曲度の低い大径粗孔隙が鉛直方向に卓越し、それと連結した小径粗孔隙が水平方向に卓越する構造をもつ。これらの孔隙は、100 cm³円筒の壁面の存在により、火山灰畑土においては水平方向に限界間隙量を多くし、沖積水田土においてはpF水分分布曲線の曲線形が採取方向により異なるという現象を引き起こしていた。このような排水特性は、粗孔隙のネットワーク構造が反映された結果であると考えられ、排水特性試験から得られる粗孔隙のネットワーク構造と亀裂等粗大粗孔隙の連結性を考えることで、圃場における排水のメカニズムが明らかにされる可能性が示唆される。

最後に、本論文をまとめるにあたり北海道大学の長谷川周一教授から試料の採取ならびに分析について、また東京農業大学の駒村正治教授から火山灰畑土全般について、貴重なご教示を賜った。ここに記して深謝申し上げます。

引用文献

Bouma, J (1981): Comment on "Micro-, Meso-, and Macroporosity of Soil". *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45**: 1244-1245.
 土壌物理性測定法委員会編 (1978): 土壌物理性測定法. p. 272, 養賢堂, 東京.
 原口暢朗 (2000): 土壌水分特性曲線に基づく水田耕盤層における土壌物理性の実測分布のサンプル断面積依存性に関する考察. *農業土木学会論文集*, **209**: 1-13.

波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫 (1983): メチレンブルートレーサー法による水みちの分布状態. *日本土壤肥料学雑誌*, **54**: 490-498.
 増島 博 (1970): 水田下層土における飽和透水係数の異方性. *日本土壤肥料学雑誌*, **41**: 119-120.
 美園 繁・寺沢四郎・木下 彰・須藤清次 (1952): 火山灰土壌の土壌水分系に関する研究. *農業技術研究所報告 B*, **2**: 97-122.
 Mori, Y., Iwama, K., Maruyama, T. and Mitsuno, T. (1999 a): Discriminating the Influence of Soil Texture and Management-Induced Changes in Macropore Flow Using Soft X-Rays. *Soil Science*, **164**: 467-482.
 Mori, Y., Maruyama, T. and Mitsuno, T. (1999 b): Soft X-ray Radiography of Drainage Patterns of Structured Soils. *Soil. Soc. Am. J.*, **63**: 733-740.
 成岡 市 (1989): 土壌の孔隙の計測法とその物理機能に関する研究. *東京農業大学総合研究所紀要*, **1**: 1-56.
 成岡 市 (1992): 飽和した火山灰下層土の脱水による開放経路に関する一考察. *東京農業大学総合研究所紀要*, **4**: 35-43.
 成岡 市 (1993): 土壌粗孔隙の形態とその計測法. *日本土壤肥料学雑誌*, **64**: 90-97.
 成岡 市・岩田幸良・駒村正治 (2000): 関東ローム下層土における粗孔隙の透水, 通気および排水機能. *農業土木学会論文集*, **208**: 63-71.
 成岡 市・駒村正治 (2000 a): 武蔵野台地関東ローム層の深さ方向に発達している管状孔隙について. *農業土木学会論文集*, **208**: 99-105.
 成岡 市・駒村正治 (2000 b): 固相配列と排水特性からみた関東ローム表層黒ボク土の粗孔隙の特徴. *農業土木学会論文集*, **210**: 19-27.
 佐藤照男 (1995): 干拓地土壌における間隙構造の発達と物理性の改善に関する研究. *秋田県立農業短期大学研究報告*, **21**: 1-69.
 田淵俊雄 (1963): 土の限界間隙と飽和透水係数の関係. *農業土木研究別冊*, **7**: 32-37.
 徳永光一・成岡 市・深谷高俊 (1984): 重液浸入法の開発とそれによる土壌間隙の軟X線映像についての考察. *農業土木学会論文集*, **114**: 61-74.
 徳永光一・佐藤照男・菊地 宏・今 和則 (1985): 粘質水田土の粗孔隙の実体と透水性について. *土壌の物理性*, **51**: 49-62.

受稿年月日: 2001年2月23日

受理年月日: 2001年12月13日

火山灰土壌への硫酸溶液浸透による溶脱液濃度予測

亀山幸司*・松川 進**・石田朋靖**・加藤秀正**

Ion Concentration Prediction of the Effluent during the Sulfuric Acid Solution Permeation into Volcanic Ash Soil.

Kouji KAMEYAMA*, Susumu MATSUKAWA**, Tomoyasu ISHIDA**
and Hidemasa KATO*** The United Graduate School of Agricultural Science, Tokyo University
of Agriculture and Technology, Fuchu, Tokyo 183-8509, Japan

** Faculty of Agriculture, Utsunomiya University, Utsunomiya 321-8505, Japan

Abstract

The prediction method of ion concentration in the effluent during pH3 sulfuric acid solution permeation into the air-dried volcanic ash soil column was examined in this study. The method for prediction was composed of chemical reactions between acid solution and soil, and mixing cell model.

The chemical reactions were composed of aluminum dissolution, cation exchange between dissolved aluminum and basic cations, bicarbonate formation, sulfate ion adsorption, charge valance and mass balance of sulfate ion and basic cations. Cation exchange between dissolved aluminum ion and soil bases were lumped together with the mineral weathering as acid buffering effect. Mixing cell size depends on dispersivity and that value was determined by the break-through curve during KCl and pH3 sulfuric acid solution permeation.

Characteristics of the variable charge on volcanic ash soil were considered in the simulation model by applying the anion adsorption equation (Wada, 1981) in which adsorbed amount of sulfate ion depends on pH and sulfate ion concentration.

The simulation results agreed well with the measured values of pH, aluminum ion concentration and cumulative release of basic cations in the effluent. These represent the most serious effects of the acid deposition on the soil. Therefore, parameters used in this simulation model are useful for predicting the main effect of the acid deposition on the Kanto loam subsoil.

However, it could not estimate basic cations concentration of the effluent with good accuracy. This discrepancy may reflect the assumptions that cation exchange treated as aluminum-divalent basic cation exchange, the equilibrium constant was assumed and exchange between hydrogen ion and cation was not included. Therefore, it is necessary to describe the cation exchange in more detail.

Key words : acid deposition, volcanic ash soil, chemical equilibrium equation, Mixing Cell model, simulation

* 東京農工大学大学院連合農学研究科 〒183-8509 東京都府中市市幸町 3-5-8

** 宇都宮大学農学部 〒321-8505 宇都宮市峰町 350

キーワード : 酸性降下物, 火山灰土壌, ミキシングセルモデル, 化学平衡式, シミュレーション

1. はじめに

酸性降下物による影響が顕著に現れた欧米では、酸性降下物の浸透に伴う土壌影響予測に関する多くの研究が行われている(例えば, Bloom and Grigal, 1985; Reuss and Johnson, 1986)。また、酸性溶液の浸透に伴う塩基性陽イオンやアルミニウムイオンの溶脱については Gaston *et al.* (1992) により測定値と計算値の比較が行われている。しかし、これらの研究は永久荷電を有する土壌を対象としているため、火山灰土壌等で生じる陰イオン吸着等はほとんど考慮されていない。

日本においては酸性降下物の浸透による土壌への影響は顕在化してないものの、酸性降下物の浸透によって土壌の化学性(岡崎, 1994)、生物性(服部, 1999)、物理性(Ishiguro and Nakajima, 2000)に変化が生じることが懸念されている。このため、日本の土壌についての影響予測手法の確立が望まれている。

日本では松川ら(1998 b)、新藤・袴田(1998)により土壌の酸緩衝能を表す化学平衡式を用い、水分移動の伴わない場合の pH やイオン濃度変化の予測が試みられている。

しかし、土壌中の pH 変化、塩基性陽イオンの溶脱などは土壌中の水分、溶質移動などと密接に関連した事象として理解される。従って、酸性降下物の浸透による土壌影響予測は、土壌中での陽イオン交換などの化学的現象と水分、溶質移動を結合することにより、始めて総合的な影響評価が可能になると考えられる。

一方、改良山成畑工法による農地造成では、下層土が露出する箇所が存在することも想定される。畑地表面に露出した下層土は乾燥履歴を受けると含水比が低くなり、固結して比較的大きな土塊を生じて大間隙が形成されるため、降雨の初期浸透能が大きい。また、下層土は表層土と比較して、有機物含量が少なく、微生物や腐植の量も少ないと考えられる。このため、脱窒、硫酸還元などの生物的酸緩衝能(佐藤・瀬戸, 1992)や交換性塩基による酸緩衝能が小さく、酸性降下物に対する影響が顕著であると考えられる。

そこで、本研究では酸性降下物が土壌に浸透した場合の影響予測の対象として、日本の畑地土壌の約50%を占める火山灰土壌(関東ローム下層土)を選定した。予測手法には、土壌と溶液との間に生じる主要な化学平衡式と溶質移動を近似的に表す Mixing Cell モデル(Appelo and Willemsen, 1987)を用いた。また、土粒子の分散が生じがたい硫酸溶液を乾燥履歴を想定した風乾土壌カラムに浸透させ、溶脱液のイオン濃度の測定値と計算値の比較から、予測手法の有効性と問題点を検討し

表-1 供試土壌の物理・化学的特性

Table 1 Physical and chemical properties of soil

pH (KCl)	4.93
pH (H ₂ O)	5.37
有機物含有量 (%) ^{*1}	2.08
CEC (cmol _c kg ⁻¹) ^{*2}	22.36
交換性陽イオン (cmol _c kg ⁻¹) ^{*2}	
Ca ²⁺	0.62
Mg ²⁺	0.73
K ⁺	0.57
Na ⁺	0.18
交換性陰イオン (cmol _c kg ⁻¹) ^{*3}	
Cl ⁻	1.61
NO ₃ ⁻	0.67
SO ₄ ²⁻	4.09
主要粘土鉱物	アロフェン

測定法 ^{*1}: NC アナライザーによる分析

^{*2}: Shollenberger 法

^{*3}: 0.01 M NaOH 溶液 (2 g : 150 ml) 抽出

た。

なお、火山灰土壌は変異荷電特性を有する土壌であるため、pH とイオン濃度の変化により陰イオン交換容量が変化する特性を持つ。従って、硫酸溶液が浸透する場合、土壌溶液の pH と硫酸イオン濃度の変化により、硫酸イオン吸着量も変化する事が考えられる。

この特性を計算で考慮するため、イオン吸着量と pH およびイオン濃度との関係を表す経験式(和田, 1981)を適用し、硫酸イオン吸着による酸緩衝能をモデル化した。

2. 測定方法

2.1 供試土壌の物理・化学的特性

土壌は、栃木県真岡市に位置する宇都宮大学付属農場牧草畑の 40~60 cm の深さから採土した関東ローム下層土を用いた。

土壌の主な物理・化学的特性を表-1 に示した。なお、各々の測定法は表-1 の注記に示す方法によった。

荷電曲線は、Schofield の方法で、飯村(1966)の記述に準じた。すなわち、HCl または NH₄OH で pH を 3~9 に調整した 0.2 mol L⁻¹ - NH₄Cl 溶液 50 mL を風乾土 3 g の入った遠沈管に加え攪拌後遠心分離し、上澄み液を捨てる操作を 10 回繰り返す。10 回目の上澄み液の pH を測定し、その値を平衡溶液の pH とみなした。次に、処理済みの試料に 0.2 mol L⁻¹ - KNO₃ 溶液を 50 mL 加え、よくかき混ぜてから遠心分離し、上澄み液を集める操作を繰り返す。集めた上澄み液を定容とし、この中の

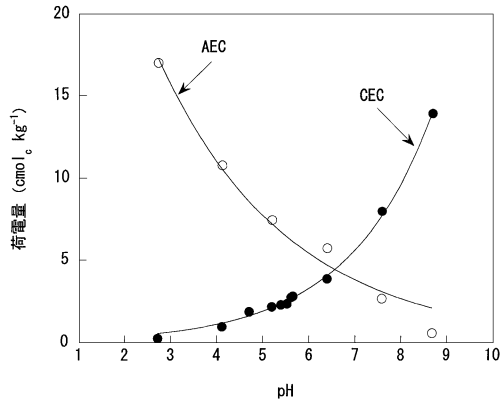


図-1 供試土壌の荷電曲線

Fig. 1 Electric charge of soil.

アンモニウムイオンと塩化物イオン量をそれぞれ窒素蒸留法、イオンクロマトグラフィー法で測定し、図-1の荷電曲線を作成した。

等電位点はpH 6.5付近であり、pH 7の陽イオン交換容量(CEC)、陰イオン交換容量(AEC)はそれぞれ5.6 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ 、3.8 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ であった。

2.2 硫酸溶液浸透実験

Ishiguro and Nakajima (2000)によれば、酸性降下物の主要成分の1つである硝酸溶液が火山灰土壌に浸透する場合、土粒子が分散し、土壌構造や透水性に変化が生じることが明らかにされている。また、実際の降雨の酸性度に相当するpHの酸性溶液が浸透する場合は、溶脱液のpH変化やアルミニウムイオン濃度変化などを測定するために長時間の浸透が必要となる。このため、本研究では、浸透溶液として、久保井ら(1995)と同様、pH3硫酸溶液を選定した。

乾燥履歴を受けた土壌への影響を想定したため、土壌を風乾した後、2mm篩通過分を内径3cm、長さ13cmの亚克力管カラムに乾燥密度 0.52 g cm^{-3} で10cmの厚さに充填し、Liu *et al.* (1990)と同様、毛管飽和处理は行わずに、pH3硫酸溶液をペリスタポンプにより $50 \sim 60 \text{ m h}^{-1}$ (ダルシー流速で $2.02 \times 10^{-3} \sim 2.33 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ に相当)で供給した。そして、溶脱液をフラクションコレクター(試験管1本当たり約20mL)で分割採取した。なお、実験は 23°C の恒温室で2回行った。土壌表面には厚さ0.4cm、最大孔径 $160 \sim 250 \mu\text{m}$ のガラスフィルターを敷き、ポンプにより供給した硫酸溶液が土壌カラム中を均等に浸透するように配慮した。

総浸透量を $9,200 \sim 10,000 \text{ mL}$ と多量に与えたため試験管の本数が $480 \sim 590$ 本と多量となった。このため、試験管10本毎に溶脱液のpH、試験管30本毎に溶脱液の

濃度を測定した。ただし、1本目の試験管に採取した溶脱液は後述するように SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 濃度の初期条件を近似的に与えるため濃度を測定した。pHはガラス電極法で、 Al^{3+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ は原子吸光法で、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} はイオンクロマトグラフィー法によりそれぞれ測定した。なお、実験終了後に土壌中の含水量を測定した結果、体積含水率は $0.694 \sim 0.702 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ で、1ポアボリュームは $47.09 \sim 49.61 \text{ cm}^3$ であった。

2.3 一次鉱物の風化速度

一次鉱物の風化による酸緩衝能を加味するため、土壌カラム全体が保持している交換性塩基量($\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$)を越える溶出を示す塩基性陽イオン種について風化速度を求めた。一國(1989)によれば、一次鉱物の風化速度は、塩基性陽イオンの溶出速度が定常過程になったときの溶出フラックス($\text{mol}_c \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-1}$)と定義される。そこで、溶脱液の塩基性陽イオン濃度と排水量を乗じたものを累積して求めた累積溶出量が、経過時間に対して直線的に変化する区間の傾きから風化速度を求めた。

2.4 硫酸イオン吸着曲線

硫酸イオン吸着曲線は、硫酸溶液を繰り返し添加したバッチ法より求めた。

まず、50mL遠沈管3本にそれぞれ風乾土5gを入れ、最初に蒸留水35mLを添加し初期条件とした。蒸留水添加後、振とう機で18時間振とうし、遠心分離後、上澄み液を採取した。上澄み液採取後の各遠沈管にはpHをそれぞれ2, 3, 4に調整した硫酸溶液を30mL添加し、18時間振とう、遠心分離、上澄み液採取を所定回数繰り返した。上澄み液は、毎回30mLを採取し、そのうち5mLを用い、直ちにガラス電極法でpHを測定した。残りの採取液は $0.45 \mu\text{m}$ のメンブランフィルターを通し微粒子を除去した後、イオンクロマトグラフィー法により硫酸イオン濃度を測定した。

また、その時の硫酸イオン吸着量は以下の方法から算出した。 C_0 : 添加硫酸イオン濃度(mol L^{-1})、 V_0 : 添加硫酸溶液量(L)、 C_N : N回目添加後の平衡硫酸イオン濃度(mol L^{-1})、 V_N : N回目添加後の全溶液量(L)、 V_{RN} : N回の上澄み液採取後の残留水量(L)と表す。N回目の硫酸イオン減少量は、 $(C_{N-1} \times V_{RN-1} + C_0 \times V_0) - C_N \times V_N$ で求められ、これを乾土重(g)で除して吸着量($\text{mol}_c \text{ g}^{-1}$)として算出した。

こうして求められたpH、硫酸イオン濃度と硫酸イオン吸着量の関係に、吸着式(和田, 1981)をあてはめた。

2.5 分散長

後述するMixing Cellモデルの諸元決定に際して、溶質移動についての分散長の値が不可欠である。ただし、分散長を推定するためには、間隙平均流速を幅広く

表-2 溶脱液のイオン濃度計算に用いた化学平衡式

Table 2 Chemical equilibrium equation, equilibrium constants and conditions used in ion concentration prediction of the effluents

1. アルミニウム結晶の溶解と加水分解	
① $Al^{3+} = 4.296 \times 10^3 (H)^{1.9217}$	(実測)
② $Al^{3+} + H_2O = AlOH^{2+} + H^+$	$\log K = -5.02$ (Wolt, 1994)
③ $Al^{3+} + 2H_2O = Al(OH)_2^+ + 2H^+$	$\log K = -9.30$ (Wolt, 1994)
2. 陽イオン交換	
④ $2Al^{3+} + 3ExCa = 3Ca^{2+} + 2ExAl$	$\log K$ (仮定)
ただし, Ca は全塩基類, Ex は当量分率で $ExCa + ExAl = 1$	
3. 炭酸塩平衡	
⑤ $CO_2 + H_2O = H^+ + HCO_3^-$	$\log K = -7.82$ (Wolt, 1994)
4. 硫酸イオン吸着とイオンペア	
⑥ 吸着 $(SO_4^{2-}) = 0.008 [SO_4^{2-}]^{0.263} [H^+]^{0.257}$	(実測)
⑦ $Al^{3+} + SO_4^{2-} = AlSO_4^+$	$\log K = 3.20$ (Wolt, 1994)
5. 1次鉱物の風化速度	
⑧ 風化速度 $Fw = 9.844 \times 10^{-12} \text{ (mol} \cdot \text{g}^{-1} \text{ s}^{-1}\text{)}$	(実測)
6. 電気的中性条件	
⑨ $\sum C_i^+ Z_i^+ = \sum C_i^- Z_i^-$	
7. 質量保存則	
⑩ SO_4^{2-} (mol) : 混合前 = 混合後(溶液中($SO_4^{2-} + AlSO_4^+$) + 吸着(SO_4^{2-}))	
⑪ Ca (mol) : 混合前 = 混合後(溶液中 Ca + 吸着 Ca)	
(収束条件) 相対誤差 = $\frac{\text{混合後イオン総量(mol)} - \text{混合前イオン総量(mol)}}{\text{混合前イオン総量(mol)}} < 0.001$	

変えた複数の Breakthrough Curve (BTC : ポアボリュームと相対濃度の関係) の測定が必要である。しかし, 多くの酸緩衝能が働き, 遅延効果も大きい硫酸溶液浸透実験から BTC を得るには多大な時間を要する。そこで, 0.1 mol L^{-1} -KCl 溶液を浸透した場合の溶脱液の電気伝導度測定による相対濃度から BTC を求めた。そして, 線形吸着を仮定した溶質移動式の解析解 (van Genuchten and Wierenga, 1986) に非線形最小二乗法を適用して, 分散係数を求めた。以上より求められた間隙平均流速と分散係数の関係に (1) 式を当てはめ, 分散長を推定し, Mixing Cell の諸元決定に適用した。

$$D = \alpha v \quad (1)$$

ここで, D : 分散係数 ($\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$), α : 分散長 (cm), v : 間隙平均流速 (cm s^{-1}) を表す。なお, KCl 溶液浸透実験から求められた分散長適用の妥当性を検討するため, pH3 硫酸溶液浸透についても KCl 溶液を用いた場合と同様に, ポアボリュームと相対濃度の測定値を用いて分散係数を求め, KCl 溶液を浸透した場合の間隙平均流速と分散係数の関係との比較を行った。

3. 溶脱液のイオン濃度計算法

3.1 化学平衡式

計算に用いた化学平衡式, 平衡定数, 条件などをまとめて表-2 に示した。なお, 現実の酸性降下物による土壌影響と比較し, 短時間の浸透実験であり, 有機物含量の少ない下層土を用いたため, 微生物による生物的酸緩衝能は考慮しなかった。

交換性 Ca^{2+} , Mg^{2+} 含量と交換性 K^+ , Na^+ 含量を表-1 で比較すると, 交換性 Ca^{2+} , Mg^{2+} 含量の方が約 1.8 倍と大きい。このため, 陽イオン交換は, 簡便的に 2 価の陽イオンを仮定した全塩基性陽イオン (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ の合計) と pH の低下と共に溶出する Al^{3+} との交換として扱った。更に, 簡便のため, CEC の pH 依存性は陽イオン交換には考慮せず, CEC は一定として取り扱った。また, 一次鉱物の風化による酸緩衝能は, 交換性塩基量を上回る溶出を示す塩基性陽イオン種の風化速度 ($\text{mol} \cdot \text{g}^{-1} \text{ s}^{-1}$) の合計値を計算に用いた。

また, バッチ法から求めたアルミニウム溶解式がカラム浸透実験における溶脱液のアルミニウムイオン濃度の

予測に有効であることが, Gaston *et al.* (1992) により立証されている。更に, バッチ法から求めた硫酸イオン吸着式がカラム浸透実験による溶脱液の硫酸イオン濃度の予測に有効であることが Schnabel *et al.* (1991), Khanna *et al.* (1986) などにより立証されている。

このため, 既存のモデル (例えば, Gaston *et al.*, 1992) と同様, バッチ法から求めたアルミニウムの溶解式, 硫酸イオン吸着式を溶脱液のイオン濃度予測に適用した。

3.2 Mixing Cell の諸元

溶質移動を予測する場合, 一般的には分散移流方程式が用いられている。しかし, 分散移流方程式はイオンの数だけ微分方程式が必要で, 多種のイオンを扱う場合は大変煩雑となる。また, 電気的中性条件を満足させることも困難であると考えられる。そこで, 溶質移動を近似的に取り扱う Mixing Cell モデルを適用した。

ここでは, Mixing Cell の諸元の決定が比較的容易な Appelo and Willemssen (1987) の手法を用いた。Mixing Cell の諸元は次式で定義される。

$$C_{i+1} = fC_i^{j-1} + 0.5(1-f)(C_{i-1}^j + C_{i+1}^j) \quad (2)$$

$$f = 1 - \frac{2\alpha}{\Delta x} \quad (3)$$

$$\Delta t = \frac{\Delta x}{v} \quad (4)$$

(2)~(4)式中の記号はそれぞれ, C:セル溶液濃度 (mol L⁻¹), i:セル番号, j:時間番号, f:最適混合因子 (0 < f < 1), Δx:セル幅 (cm), Δt:単位時間長さ (s), v:間隙平均流速 (cm s⁻¹) を表している。

(2)式は, 一種の陽解法であるため, Δxの長さによる収束安定の問題が生じる。そのため, Appelo and Postma (1993) は, 次式のような安定条件を設けている。

$$\frac{\alpha}{\Delta x} < \frac{1}{3} \quad (5)$$

従って, Δxの長さは, (5)式を満足する値として選定する必要がある。

3.3 初期条件

供試土壌は低含水比であるため, 遠心分離などによる土壌溶液の採取が困難であった。このため, SO₄²⁻, NO₃⁻, Cl⁻ 濃度の初期条件は, 溶液供給後1本目の試験管に採取された溶液のイオン濃度を近似的に与えた。SO₄²⁻, NO₃⁻, Cl⁻ 濃度の初期条件はそれぞれ, 5 × 10⁻⁶, 3 × 10⁻³, 5 × 10⁻³ mol L⁻¹ であった。また, 交換性塩量量は表-1の交換性 Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺ の合計値である 2.10 cmol kg⁻¹ を初期条件として与えた。

3.4 計算の手順

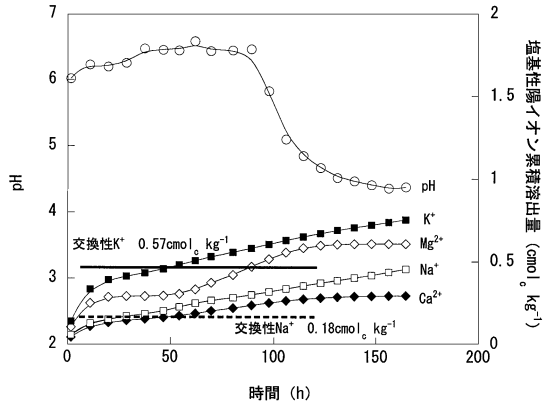


図-2 pH3硫酸溶液浸透によるpHと塩基性陽イオン累積溶出量

Fig. 2 Effluent pH and cumulative release of basic cations.

まず, (1)式から推定された分散長 α の値から, (5)式を用い, セル幅 Δx の長さを決定する。そして, (3)式より最適混合因子 f , (4)式より単位時間長さ Δt を決定する。初期条件と化学平衡式からSO₄²⁻, NO₃⁻, Cl⁻以外の全セルの初期平衡濃度を算出する。 Δt 時間後の各セルの溶液濃度を(2)式に従い混合し, 混合後の平衡濃度を化学平衡式, 電気的中性条件, 硫酸イオンと全塩基性陽イオンの質量保存則の収束を条件とする繰り返し計算により求める。この操作を所定の時間まで繰り返した。

4. 測定結果と計算結果

4.1 一次鉱物の風化速度

溶脱液の塩基性陽イオン濃度と排水量を乗じたものを累積して求めた累積溶出量とpHとの関係を図-2に示した。K⁺, Na⁺ 累積溶出量は50時間程度で表-1に示した交換性K⁺, Na⁺の量を超え, 50時間以降からは定常的な溶出過程が見られた。従って, 明らかに一次鉱物の風化によりK⁺, Na⁺が溶出していると考えられた。

一方, 2価の塩基性陽イオンCa²⁺, Mg²⁺では, 交換性Ca²⁺, Mg²⁺の量を超える溶出が見られなかった。

2.3で述べた方法と図-2の測定値より風化速度を求めると, K⁺, Na⁺の風化速度はそれぞれ5.294, 4.550 × 10⁻¹² mol g⁻¹ s⁻¹であった。従って, これらの合計値である9.844 × 10⁻¹² mol g⁻¹ s⁻¹ (表-2, ⑧式)を風化速度として計算に用いた。

一方, 本研究で用いた供試土壌について, 反応容器を用い風化速度を推定した松川ら(1998a)によれば, 反応容器内のpHが約4.5になった時点から一次鉱物の風化による溶出が確認されている。そこで, 計算では, セル

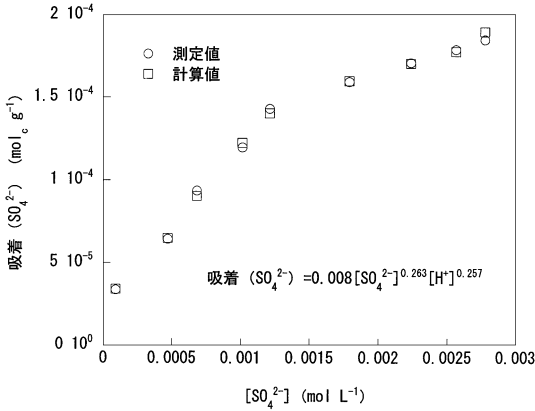


図-3 硫酸イオン吸着量への吸着式の適用

Fig. 3 Empirical isotherm applied to sulfate ion adsorption in batch experiments.

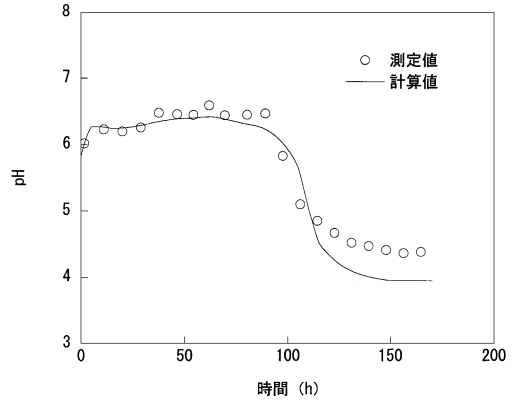


図-5 pH 3 硫酸溶液を浸透した場合の溶脱液 pH の測定値と計算値

Fig. 5 Measured and predicted pH in the effluent from soil column.

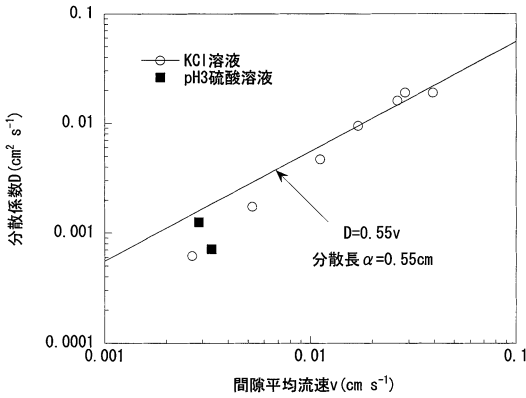


図-4 間隙平均流速と分散係数の関係

Fig. 4 Relationship between average flow velocity and dispersion coefficient.

溶液の pH が 4.5 以下になったセルにのみ、風化速度に従った全塩基性陽イオン溶出量をセル溶液の全塩基性陽イオンの質量保存則 (表-2, ①式) に加えた。

4.2 硫酸イオン吸着曲線

硫酸溶液を繰り返し添加したバッチ法より求めた水素イオン濃度、硫酸イオン濃度と硫酸イオン吸着量の関係を図-3 に示した。ただし、この図では硫酸イオン濃度と硫酸イオン吸着量の関係のみを例示した。測定値は比較的良く吸着式に適合し、図中の式を硫酸イオン吸着による酸緩衝能の計算に用いた。

4.3 分散長

KCl 溶液浸透による BTC から求めた間隙平均流速 v (cm s^{-1}) と分散係数 D ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$) の関係に(1)式を適用し

た結果を図-4 に示した。また、pH 3 硫酸溶液浸透による硫酸イオンの BTC から求めた間隙平均流速と分散係数の関係も併せてプロットした。なお、溶質移動式の解析解を各溶液浸透による BTC に適用した結果、遅延係数の値は、KCl 溶液で 1.231~1.289、pH 3 硫酸溶液で 151.603~156.062 であった。

(1) 式の適用により、分散長 α は 0.55 cm と求められ、この値を Mixing Cell の諸元の決定に用いた。また、2 回実施した硫酸溶液浸透実験より得られた値は、ほぼ回帰直線上にプロットされた。従って、KCl 溶液浸透実験から求めた分散長の適用は妥当と判断された。

4.4 最適混合因子

分散長 α が 0.55 cm であるから、(5) 式より $\Delta x > 1.65$ cm を満足しなければならない。また、 Δx はカラム長 10 cm を均等に分割する必要があるため、 $\Delta x = 2$ cm と設定した。従って、最適混合因子は、 $\Delta x = 2$ cm、 $\alpha = 0.55$ cm を用い、(3) 式より $f = 0.45$ とした。なお、図-4 に示したように、硫酸溶液浸透実験の間隙平均流速 v は $2.9 \sim 3.3 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ であった。計算を適用する各浸透実験の間隙平均流速 v をそれぞれ(4)式に代入し、 Δt を求めた。 Δt の長さは、606~690 s であった。

4.5 溶脱液イオン濃度の計算結果

pH 3 硫酸溶液を浸透した場合の溶脱液 pH の計算値と測定値の比較を図-5 に示した。計算は、表-2 で唯一の未知数である陽イオン交換の平衡定数 ($\log K$) を試算的に与え、溶脱液 pH の測定値と計算値の適合が最も良い値を導き出す手法によった。 $\log K = 8$ とした場合に pH 計算値は、pH 測定値と比較的良く一致し、特に 100 時間以前で良い対応を示した。一方、120 時間以降で pH

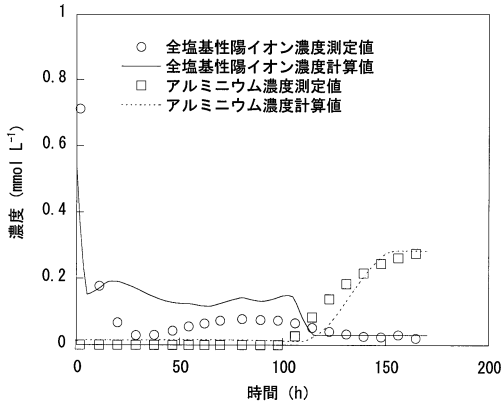


図-6 pH 3 硫酸溶液を浸透した場合の全塩基性陽イオン、アルミニウムイオン濃度の測定値と計算値

Fig. 6 Measured and predicted concentration of basic cations and aluminum ion in the effluent from soil column.

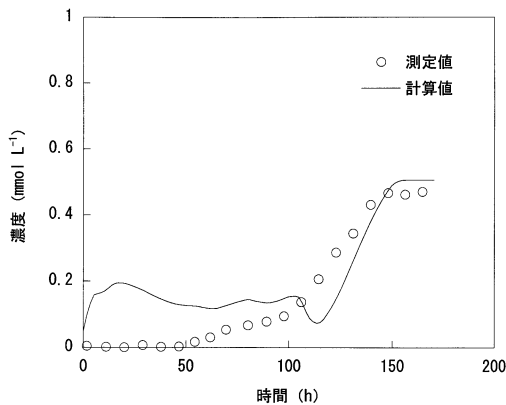


図-7 pH 3 硫酸溶液を浸透した場合の硫酸イオン濃度の測定値と計算値

Fig. 7 Measured and predicted concentration of Sulfate ion in the effluent from soil column.

変化が小さくなる場所では、測定値よりも0.3程度低く計算された。同様に、pH3 硫酸溶液を浸透した場合の全塩基性陽イオン濃度、アルミニウムイオン濃度の計算値と測定値の比較を図-6に示した。全塩基性陽イオン濃度は、測定値よりも 0.1 mmol L^{-1} 程度高く計算されたが、60~100時間の緩やかな上昇と100時間以降の低濃度で一定となる傾向は比較的良く対応した。一方、アルミニウムイオン濃度は、良好な一致を示した。

また、硫酸イオン濃度の計算値と測定値の比較を図-7

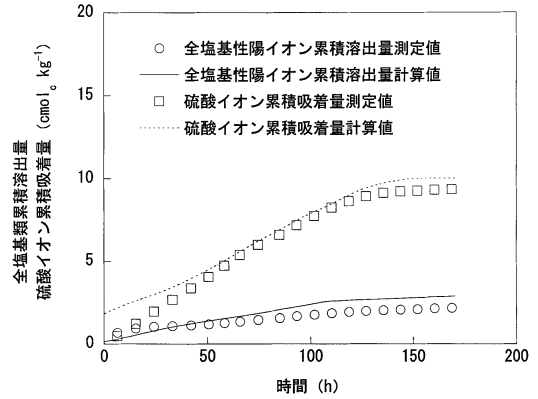


図-8 全塩基性陽イオン累積溶出量と硫酸イオン累積吸着量の測定値と計算値

Fig. 8 Measured and predicted cumulative release of basic cations and sulfate ion adsorption.

に示した。100時間以降では、計算値と測定値は比較的良く一致したが、100時間以前では、 $0.1 \sim 0.2 \text{ mmol L}^{-1}$ 程度大きく計算された。

全塩基性陽イオン濃度あるいは硫酸イオン濃度の計算値が100時間以前において測定値よりも過大に予測されたのは、①陽イオン交換は、平衡定数($\log K$)を未知数とし、2価を仮定した全塩基性陽イオンとアルミニウムイオンとの交換として取り扱っている。②陽イオン交換では、CECを一定と仮定しており、火山灰土壌の有するpH依存性を考慮していない等の要因によるものと考えられた。

4.6 酸緩衝容量の計算結果

陽イオン交換、一次鉱物の風化及び硫酸イオン吸着による酸緩衝容量予測の妥当性を検討するため、全塩基性陽イオン累積溶出量と硫酸イオン累積吸着量の計算値と測定値の比較を図-8に示した。なお、全塩基性陽イオン累積溶出量は陽イオン交換と一次鉱物の風化による酸緩衝容量の目安となるものであり、硫酸イオン累積吸着量は陰イオン吸着による酸緩衝容量の目安となるものである。

この図から、全塩基性陽イオン累積溶出量、硫酸イオン累積吸着量ともに測定値と比較的良く一致し、酸緩衝容量の予測については妥当であると考えられた。

4.7 土壌カラム中のイオン濃度分布の計算結果

図-9は、pH3 硫酸溶液を浸透後、25, 50, 75, 100, 150時間経過した時のpH、アルミニウムイオン濃度分布の計算値を示したものである。

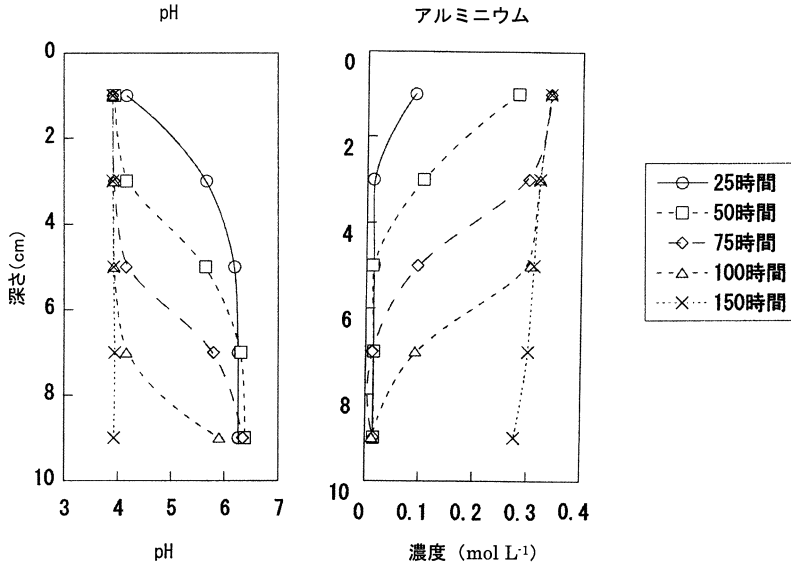


図-9 各時間の pH, アルミニウムイオン濃度分布の計算値

Fig. 9 Profiles of predicted pH and concentration of aluminum ion at several elapsed times.

硫酸溶液の浸透により酸緩衝容量が上層から徐々に消失し、pHが上層から徐々に低下する。そして、pHの低下に伴い、アルミニウムイオン濃度が増加する傾向をこれらの図から読みとることができた。

5. まとめ

酸性降下物が火山灰土壌に浸透した場合の影響予測手法を検討するため、pH 3 硫酸溶液を風乾土壌カラムへ浸透させ、溶脱液のイオン濃度の予測を試みた。予測には、土壌の酸緩衝能を表す簡便な化学平衡式と溶質移動を近似的に表す Mixing Cell モデルを組み合わせる手法を用いた。なお、火山灰土壌のもつ変異荷電特性、すなわち pH、イオン濃度変化により陰イオン交換容量が変化する特性を考慮するため、硫酸イオン吸着量が水素イオン濃度、硫酸イオン濃度に依存することを表す吸着式を用いた。

その結果、酸性降下物の浸透による土壌影響を把握する上で最も基本的である pH やアルミニウムイオン濃度、全塩基性陽イオン累積溶出量に関して計算値と測定値は比較的良く一致し、関東ローム下層土の酸性降下物による簡便な影響予測手法に必要なパラメータを推定できたと考えられた。また、化学平衡式と Mixing Cell モデルを組み合わせる手法が多成分の溶質移動を予測する際に有効であることが立証された。しかし、浸透前期において全塩基性陽イオン濃度と硫酸イオン濃度の計算値は測定値よりも過大に予測され、陽イオン交換への変異

荷電特性の考慮等が必要と考えられた。

今後は、実際の降雨の酸性度とほぼ同じオーダーである pH 4 硫酸溶液の浸透実験への適用を行い、予測手法の妥当性を再検討するとともに、酸性降下物のもう一つの主要成分である硝酸溶液の浸透についても検討していく予定である。

引用文献

- Appelo, C.A.J and Willemsen, A. (1987): Geochemical calculations and observation on salt water intrusions, I. A combined geochemical/mixing cell model. *J. Hydrol.*, **94** : 313-330.
- Appelo, C.A.J. and Postma, D. (1993): *Geochemistry, groundwater and pollution*. pp. 327-395, Balkema, Rotterdam.
- Bloom, P.R. and Grigal, D.F. (1985): Modeling soil response to acidic deposition in nonsulfate adsorbing soils. *J. Environ. Qual.*, **14** : 489-495.
- Gaston, L.A. Mansell, R.S. and Selim, H.M. (1992): Predicting removal of major soil cations and anions during acid infiltration: Model evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56** : 944-950.
- 服部浩之 (1999): 新・土の微生物(4)環境問題と微生物, pp. 99-116, 日本土壤微生物学会編, 博友社, 東京.
- 飯村康二 (1966): アロフェンおよび火山灰土壌の酸性とイオン交換. 農技研報告, B17号 : 107-113.

- Ishiguro, M. and Nakajima, T. (2000) : Hydraulic conductivity of an allophanic andisol leached with dilute acid solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64** : 813-818.
- 一國雅巳 (1989) : 土の科学, pp. 6-18, 日本化学会編, 学会出版センター, 東京.
- Khanna, P.K., Wever, G.T. and Beese, F. (1986) : Effects of Sulfate on ionic transport and balance in a slightly acidic forest soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50** : 770-776.
- 久保井徹・山口武則・佐竹研一 (1995) : 土壌カラム法による下水汚泥連用土壌の酸緩衝機構の解析. *日土肥誌*, **66** : 655-662.
- Liu, K.H., Mansell, R.S. and Rhue, R.A. (1990) : Cation removal during application of acid solutions into air-dry soil column. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **54** : 1747-1753.
- 松川 進・加藤秀正・亀山幸司 (1998 a) : アロフェン質土壌の1次鉱物の風化による酸緩衝能. *土壌の物理性*, **80** : 41-47.
- 松川 進・加藤秀正・富田平四郎・鈴木 敬 (1998 b) : 酸性溶液を繰り返し添加した時の土壌溶液濃度とpH. *土壌の物理性*, **77** : 11-18.
- 岡崎正規 (1994) : 酸性雨4—酸性降下物によって土壌はどうなるか—. *日土肥誌*, **66** : 215-220.
- Reuss, J.O. and Johnson, D.W. (1986) : Acid deposition and the acidification of soils and waters., Springer-Verlag., New York.
- 佐藤一男・瀬戸昌之 (1992) : 土壌カラム実験による酸性降下物の土壌への影響予測に関するいくつかの問題点. *人間と環境*, **18** : 78-90.
- Schnabel, R.R., Potter, R.M. and Richie, E.B. (1991) : Applying batch-determined retention properties to predict sulfate transport through soil columns. *Soil Sci.*, **152** : 440-447.
- 新藤純子・袴田共之 (1998) : 酸性沈着による土壌化学性変化のダイナミックモデルによる予測—モデルの概要と土壌酸性化実験への適用による評価—, *日土肥誌*, **69** : 477-487.
- van Genuchten, M.Th. and Wierenga, P.J. (1986) : *Methods of soil analysis. Part 1*, p. 1033, Klute, A. (ed.), Agronomy, USA.
- 和田光史 (1981) : 土壌の吸着現象, pp. 5-57, 日本土壌肥料学会編, 博友社, 東京.
- Wolt, J.D. (1994) : *Soil solution chemistry*, pp. 158-161, John Wiley & Sons Inc., New York.

受稿年月日：2001年4月25日

受理年月日：2001年12月13日

Effect of Groundwater Level on Salinity Content and Environmental Land Classification

Chaiyanam DISSATAPORN*, Kane YACOUBA**, Machito MIHARA**
and Rokuro YASUTOMI**

* Land Development Department, Thailand

** Faculty of Regional Environment Science, Tokyo University of Agriculture

Abstract

Saline affected soil is in the northeast of Thailand, especially in the Khon Kaen Province. The relation between the salinity accumulation in brackish groundwater and the groundwater level from ground surface represents the progress state of soil salinization.

The practice for suitable land use against the salinization can be established when the main conditions of salinization hazards are known. Based on this concept, the electric conductivity (EC) of groundwater and its level were measured with piezometers for three years in an experimental field at Khon Kaen Province. The field data showed that the groundwater level much affected by salinity was less than one and half meters from ground surface in the investigated area, and it was confirmed that the saline soil was mainly caused by the capillary rise of brackish water and by the accumulation of salt occurred at the soil surface.

Salt accumulation process was investigated by the change in groundwater level. The reducing effect of salinization caused by capillary water rise became remarkable when the groundwater level was lowered until ground surface soil was out of the dominant capillary water zone.

This indicates the reduction of groundwater level was very effective in reducing salinization. Allowing for field experimental results, a classification map for environmental land use in saline affected area was proposed.

Key words : salinization, capillary water, salt movement, land reclamation, land classification

1. Introduction

The prevention of soil salinization is one of the methods for environmental protection against deterioration of water and land resources. Many of the agricultural lands in the Khon Kaen Province, northeastern Thailand, were cultivated from woodland and forest. Some low-lying land gave rise to saline soils, which occurred after the clearing of forest. Sodic soils were also produced through capillary water rise induced by the high rate of evapotranspiration, sometimes through floods. A number of regions, arid and semi-arid, such as the northeast of Thailand as well as Mauri-

tania in West Africa and others are still being afflicted with salinization problems and the deterioration of land productivity.

To decrease the rate of salinization, leaching of the accumulated salts by flooding or drip irrigation have been found to be effective (Goldberg and Uzdad, 1976). Farming systems such as multi cropping or agroforestry are also said to be effective. This idea is based on the fact that mixing fruit plants with cover crops take up soil moisture efficiently. The surface soil moisture content is taken up by shallow rooted plant such as grass, while the deeper subsoil moisture is tapped by deep roots, guaranteeing an effective moisture up-take.

Thus, a reduction in salt accumulation will be possible (Lovenstein *et al.*, 1989). This plant cultivation technique for soil salinity prevention is still empirical. Interruptions of rainfall and the capillary water rise to the soil surface using trees are one of the measures for preventing salinization hazards (Dissataporn *et al.*, 2001 a).

The fluctuation of groundwater level varied from season to season, and the annual change in the level was large in the area. Accordingly, it is not practical to set up a large scale (more than 100 ha for an example) land development project in the saline area. A small scale project (several ha) is rather suitable for each farmer because the degree of salinization changes by places so that multi cropping land use, and private land improvement will be beneficial. The hillside is usually used for orchard, eucalyptus and cassava cultivation, and the low land for paddy fields. For making an environmental land classification map for rehabilitation, field observations of the fluctuation of groundwater level and its salinity were conducted in this study.

2. Materials and Methods

The field experimental site, located 25 km southwest of Khon Kaen in the northeast of Thailand, has an altitude ranging from 177 to 184 m above mean sea level. An annual rainfall of 935 mm and soil salinization are strikingly damaging the area, especially in low land which gets water logged during the rainy season. However, the dry season brings about high evaporation rates amounting to 2,020 mm in a year. The surface soil texture in the area is classified as sandy loam (SL) to loamy sand (LS) which belongs to a kind of the lateritic soils (Wada, 1998).

The low land area was much affected by salinization, and E_{ce} (electrical conductivity of saturate soil extract) of surface soil was generally over 20 dS/m. Values of more than 30 dS/m appeared during the dry season in low land where salt accumulation had badly damaged

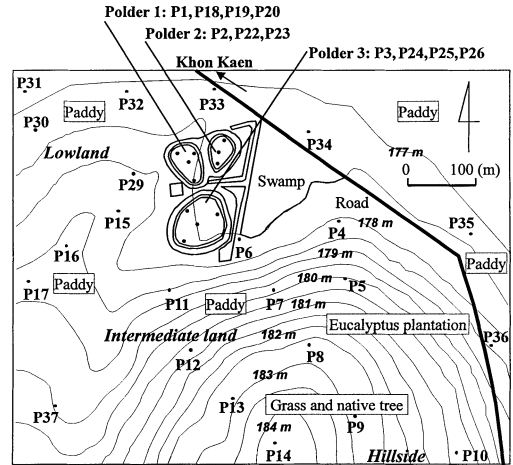


Fig. 1 Topography of investigated field with contour lines above mean sea level and location of piezometers (P).

Ground surface 0 cm	P1: lowland			P12: intermediate land			P13: hillside					
	Soil texture	(%)			Soil texture	(%)			Soil texture	(%)		
		Sand	Silt	Clay		Sand	Silt	Clay		Sand	Silt	Clay
60 cm	SL	76.8	19.2	4.0	SL	83.3	14.2	2.5	SL	79.1	15.9	5.0
		75.6	18.8	5.6		79.8	14.7	5.5		77.7	16.4	5.9
120 cm	SL	71.9	19.5	8.6	SCL	71.7	10.7	17.6	SL	77.4	14.5	8.1
	CL	61.9	21.7	16.4		69.6	15.3	15.1		76.7	14.4	8.9
180 cm	SL	67.0	21.1	11.9	LiC	64.4	13.6	22.0	SL	75.9	20.6	3.5
	SCL	59.3	17.2	23.5		51.1	23.2	25.7		75.9	17.2	6.9
240 cm	SL	72.7	12.7	14.6	SC	55.2	16.1	28.7	SL	75.4	22.1	2.5
	SC	63.1	15.3	21.6		57.7	17.1	25.2				
300 cm	LIC	42.9	28.9	28.2	SC							
		47.1	25.7	27.2								

Fig. 2 Soil profiles in piezometer P1, P12 and P13.

the soil. In the hillside area, the E_{ce} of the surface soil on average was generally less than 10 dS/m through the year.

The items of field experiment consisted of monitoring of groundwater level fluctuation in all seasons and of estimating the relationship between groundwater level and salinization. The groundwater level was defined here as the distance from ground surface to groundwater level. Thirty seven spots were selected in this study area included an area of 0.7 km × 0.7 km in view of the topography (Fig. 1). Piezometers

Table 1 Annual standard deviation of groundwater level and electric conductivity of groundwater

Year	1996	1997	1998
Standard deviation of groundwater level from ground surface (m)	0.713	0.461	0.271
Standard deviation of electric conductivity of groundwater (dS/m)	4.940	3.605	2.842

Table 2 Changes in groundwater level between rainy and dry season (Khon Kaen 1996)

	Low land	Intermediate land	Hillside
Maximum difference (m)	2.60	2.25	2.46
Average difference (m)	0.46	0.87	3.17

(P1 to P37) were set up at each spot to monitor the groundwater level and its salinity (EC). Several piezometers did not work properly after setting owing to breaking down or floods so that actual measuring points were 25 to 27 in number, depending on the year. All the depth of piezometers installed was 7 m.

The area investigated was practically divided into three areas based on the contour lines. These are hillside (>180 m high from mean sea level), low land (<178 m) and intermediate land between 178 m and 180 m. The data from each piezometer were collected monthly for three years from 1996 to 1998. The salinity of the surface soil (ECe) was measured at several points. The typical soil profile P1 for the lowland, P12 for the intermediate land and P13 for the hillside were shown in Fig. 2. The profile of the hillside (P13) is stratified by SL, while that of the low land (P1) has finer particles layers like clay loam (CL) at the depth of 0.8 m which is rather impervious than LS. From these textures, the soil types of the area were classified as SL in the surface soil.

3. Results and Discussion

3.1 EC change of groundwater on annual basis

The groundwater level during 1997 and 1998 was lower compared with that in 1996, which increased the intensive evapotranspiration rate during the dry seasons. Standard deviations of the level showed that 1996 was the year

of flood and high level of groundwater (Table 1). From the data, it can be seen that most fluctuations in groundwater level and EC values occurred in 1996.

During 1996, the differences between the maximum and minimum groundwater level of piezometers indicated less than 2.60 m in low land and 2.46 m in the hillside (Table 2). The average groundwater level changes of the piezometers between the rainy and dry seasons were 0.46 m in the low land and 3.17 m in the hillside.

The EC values of groundwater were taken as mean values of the fluctuating groundwater level for each three consecutive years (Fig. 3). The remarkable differences in the average groundwater level between the rainy and dry seasons were observed at the hillside. The low land and even hillside were often in flood after a heavy rainfall. The EC values of groundwater doubled from 1996 to 1997, especially in the area where the groundwater level was less than 2 m (Fig. 4). The increase in salinity of groundwater was more conspicuous in the low land, while the groundwater deeper than 2 m had no remarkable increase in salinity. There was almost no general change in 1998 compared to the previous year.

It was supposed that the soil surface was enough covered in the reach of capillary rise when the groundwater level was shallower than 1 m from ground surface. In this case, the soil surface was heavily damaged by the salt

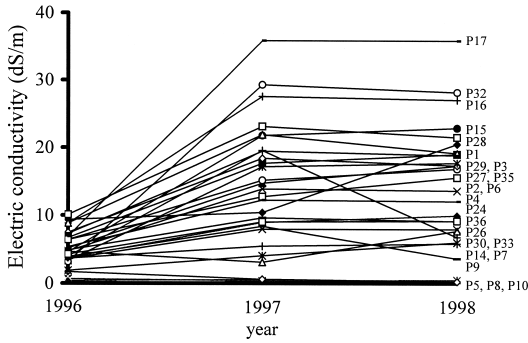


Fig. 3 Electric conductivity of groundwater taken from piezometers for three years observation (1996-1998).

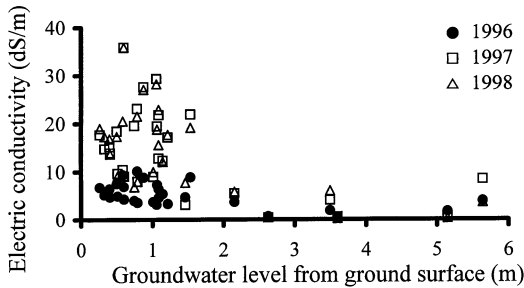


Fig. 4 Electric conductivity of groundwater against groundwater level from ground surface.

accumulation. In these circumstances, if the capillary rise was controlled or reduced, the salinization hazards could be minimized using plants, and a new soil improvement practice will be established (Dissataporn *et al.*, 2001 b).

3.2 Measurement of soil salinity and groundwater level

It is assumed that the soil salinization process is a function of groundwater level, water salinity of groundwater and evapotranspiration. The data of site P1 is shown as an example in Fig. 5 and Fig. 6. The salinity of surface soil was remarkably affected by going up of groundwater level. In Figs. 5, 6 for an example of P1, when floods covered the surface, EC values of surface soil increased sharply. There were many floods in the low land, a discharge area of groundwater where the salinity was easily condensed, while the hillside is a re-

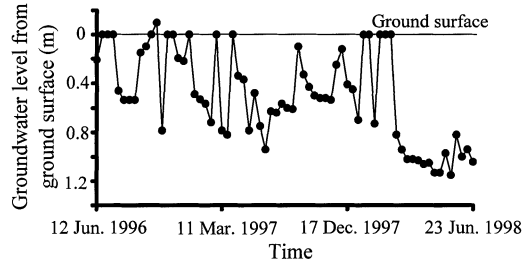


Fig. 5 Example of fluctuation of groundwater level from ground surface in period during 1996 to 1998 in P1 piezometer.

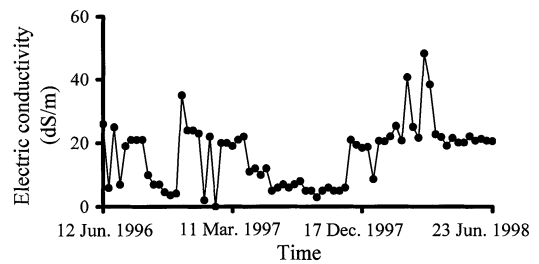


Fig. 6 Example of fluctuation of electric conductivity of groundwater in period during 1996 to 1998 in P1 piezometer.

charge area of groundwater by percolation through the soil.

The salinity of surface soil was increasing when the groundwater was shallow. As an example shown in Fig. 7, the E_ce values of surface soil (0-20 cm in soil depth) were between 20 dS/m and 28 dS/m. When the groundwater level was lower than 1 m from the surface during the dry season in 1997, E_ce of soil in P1 was lower than 20 dS/m. The soil, during the rainy season in 1996 and dry season in 1996, had higher salinization than that during the dry season in 1997, because groundwater levels during the rainy season in 1996 and dry season in 1996 were 0.06 m deep and 0.63 m deep from the surface, respectively. This indicates that the groundwater deeper than 1 m did not give much impact on salinization of the surface (Fig. 8).

Using the estimate equation of capillary rise $H=75/d$, where capillary height H mm and average particle diameter d mm, and another

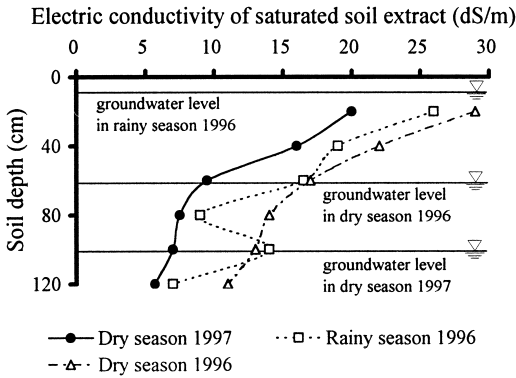


Fig. 7 Changes in electric conductivity of saturated soil extract with soil depth in P1 piezometer.

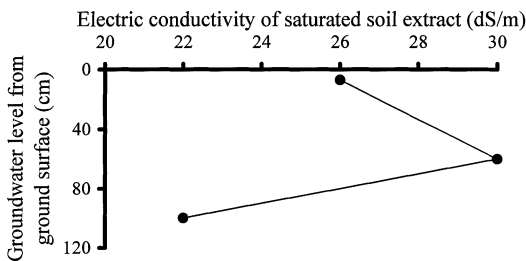


Fig. 8 Relation between groundwater level and electric conductivity of soil in P1 piezometer.

experimental equations (Scott, 1963, Tabuchi, 1971), the capillary rise was calculated in between 90 cm and 110 cm for the soil profiles given in Fig. 2. As the capillary height calculated for P1 fell within 98 cm to 100 cm, a critical value for capillary rise may be at about 1 m deep from ground surface (Yacouba, 2001).

Groundwater makes it possible that capillary water from shallow groundwater level is easily connected to the surface soil. When the severe evaporation of the water at soil surface urges the movement of capillary water, the salt accumulation of water soluble salt contained in capillary water occurs in the low land.

Based on the data obtained in Iran (Matsumoto, 1995), the concentration of salinized soil was extremely high at a groundwater level of about 70 cm from ground surface, but if the groundwater level was as deep

as 2 m, the salinization was outstandingly restricted in the case of salt affected area.

According to the report by Watanabe *et al.* (1998), the upward movement of water consists of two types, one is liquid water movement by capillary, the other is by vapor which did not convey the salinity. From these experimental investigations, it could be guessed that the less saline affected soil depends mainly on the type of vapor movement, and much saline affected soil on that of the liquid water movement.

Therefore the reducing effect of salinization by capillary water will be remarkable when the groundwater level is lowered until the surface soil is out of the dominant capillary water zone.

From above discussion, it can be proposed that much affected area of salt is classified as vulnerable area A where the top capillary rise (H) situates above ground surface, and less affected area as safer area B where the top of capillary rise situates below ground surface, respectively.

3.3 Salinity based soil classification for land use

It can be possibly taken for granted that salinization proceeds in the case of the experimental field when the capillary water range is situated between 0 and 1.5 m, rain water can easily leaches down the accumulated salts to condense the groundwater salinity. The percolating front of rainwater will induce the capillary front to go up when they are connected. Then groundwater comes up again to the surface during the seasons. On the other hand there is no rapid increase in the soil salinity in the range deeper than 2 m where capillary water rise does not arrive quickly at the ground surface, though the salinization may proceed gradually for a long time if no rain.

Reducing the capillary water movement is decisively important for the prevention of soil salinization. The up and down movement in all seasons will condense the groundwater salinity in the field. This type of flow will also get the surface salinization to increase.

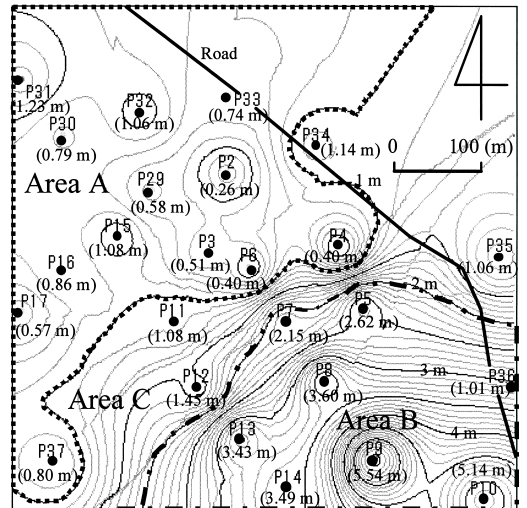
On the basis of Fig. 4, it became clear that the

critical level between the area A (much affected capillary zone) and the area B (less affected capillary zone) in the field site may be situated between 1.5 m and 2 m. The level more than 2 m shows that the water quality of groundwater will be useful, if the quality limit of EC for irrigation is 3 dS/m (Ayer and Westcot, 1976) because over which the relative land productivity decreases remarkably though it depends on a variety of crops. When the soil salinization increases up to 10 dS/m in EC_e, the yield may be drastically damaged (Carter, 1981). The quality of groundwater EC observed in the field was about 5 dS/m, so that it will be useful for irrigation if it is diluted by fresh water.

Accordingly, it may be useful for minimizing the salt accumulation to provide a map showing as follows. The area A is vulnerable to be contaminated by brackish water (less than 1.5 m level from ground surface), the area B is not easily contaminated by the water (deeper than 2 m from ground surface) if well managed, and the area C is in between both areas. Based on these standards, the areas with salinization problem can be classified as shown in the map (Fig. 9).

The map may offer a useful data for land development as well as land conservation and rehabilitation planning in the region with salt problems. For the area A, reducing groundwater level will be effective to reduce the salinity. The irrigation water for leaching will be obtainable from the groundwater in the area B.

The agroforestry cultivation system to reduce the evapotranspiration and to reduce groundwater level will be expected applying high water use and fast growing trees as Eucalyptus to the recharge area of groundwater, in particular reforestation may be effective in the area B, because the area A and B are linked with groundwater. If a quick and inexpensive method to identify the salinity in the ground is applied, the map will be delineated easily (Dissataporn *et al.*, 1996).



- piezometer number
- () annual average groundwater level

- Area A : easily affected by salinity (groundwater level < 1 m)
- Area B : not easily affected by salinity (groundwater level > 2 m)
- Area C : intermediate between area A and area B (1 m < groundwater level < 2 m)

Fig. 9 Land classification map of soil affected by salinity using annual average groundwater level from ground surface (counter lines fo groundwater level).

4. Conclusion

Capillary rise of groundwater was one of the main causes of salinization. Therefore the most important practice for salinization prevention is to interrupt capillary water rise, and to reduce the groundwater level. In the case of the site investigated, salinization proceeded quickly in the area where the annual average of groundwater level was shallower than 1.5 m from ground surface.

When the surface is out of the much affected zone by capillary rise, the application possibility of plant root system and agroforestry to absorb the salinity will be worth considering. A practical way of improving the soil in the area A is to lower the groundwater level by drainage to the depth of more than 1.5 m from ground surface. The leaching with flood irrigation using the groundwater from the area B

and C to area A will be useful. The application of an agroforestry system in the area B and the area C may be useful as a practice of the soil improvement by reducing water supply to the area A.

Acknowledgements

I would like to thank Prof. Dr. ANASE, M. for his advices during the course of this work. Thanks are also due to Mr. Yamclee, P. and his staff of Soil Salinity Research Section, Land Development Department for their assistance in carrying out the observation in this study.

References

- Ayer, R.S. and Westcot, D.W. (1976) : Water quality for agriculture. FAO Report.
- Carter, D.L. (1981) : Salinity and plant productivity. Chemical Rubber Co., Handbook Series in Nutrition and Food.
- Dissataporn, C., Arunin, S., Narioka, H. and Anase, M. (1996) : Groundwater hydrology in the polder system in northeast Thailand. In : Rehabilitation and developmnt of upland and highland ecosystem. (Anase, M. Mandang, T. and Lasco, R. eds), pp. 219-228. Tokyo University of Agriculture Press, Japan.
- Dissataporn, C., Yamclee, P. and Narioka, H. (2001 a) : Application of electromagnetic technique to identify recharge and discharge area for reforestation in northeast Thailand. J. of Japanese Soc. of Soil Physics (in press).
- Dissataporn, C. Narioka, H., Yamclee, P. and Arunin, S. (2001 b) : Application of electromagnetic induction terrain conductivity metro salinity assessment, Soil map in northeastern Thailand. J. of Japanese Soc. of Soil Physics (in press).
- Goldberg, D. and Uzdad, M. (1976) : Strip cultivation of the area wetted by drip-irrigation in the Arava desert. Hort. Sci., **11**(2) : 136-138.
- Lovenstein, H.M., Berliner, P.R. and van Keulen H. (1989) : Runoff agroforestry in arid lands. Conference on Agroforestry, Principles and Practice, Edinburgh.
- Matsumoto, S. (1995) : Recent problems on the global environment with an example of desertification and some fundamental technologies for the prevention of desertification in Japan. In : Soil Moisture Control, (Anase, M. and Yasutomi, R. eds), pp. 15-27. Tokyo University of Agriculture Press, Japan.
- Scott, R.F. (1963) : Principles of soil mechanics. Addison-Wesley Pub. Co. Inc.
- Tabuchi, T. (1971) : Infiltration and capillarity in the particle packing. Rec. Land Reclam. Res., **19** : 1-121.
- Wada, H. (1998) : Techniques and strategies to ameliorate salt-affected lands in Northeast Thailand. JARQ, **32** : 79-85.
- Watanabe, M., Horino, H. and Maruyama, T. (1995) : A technique for controlling Salinity by stratifying soils. In : Soil Moisture Control, (Anase, M. and Yasutomi, R. eds), pp. 105-109. Tokyo University of Agriculture Press, Japan.
- Yacouba, K. (2002) : Soil classification method for land development in arid and semi-arid zones with regard to soil salinization through capillary action, Doctoral dissertation, Tokyo University of Agriculture.

地下水位が塩分含量に及ぼす影響と環境的土地分類に関する研究

チャイアナム ディサティポーン*・カン ヤコバ**・

三原真智人**・安富六郎**

* タイ国土開発局

** 東京農業大学地域環境科学部

要 旨

東北タイのコンケン地域では土壌の塩類化が著しい。これは地下水からの塩類 (NaCl) 供給が原因の一つである。土壌塩類化の進行した地域において、最も自然環境に適した土壌修復と土地利用を進めるための土地分類の手法を提案した。

地下水位と塩分濃度を 3 年間にわたりフィールドで観測を行った結果、調査対象地域の場合、自然状態で毛管水の地表への影響を少なくするには、年平均の地下水位を 2 m 以深の状態に保つ必要があることを確認できた。これを基準として地下水位が塩分含量に及ぼす影響程度に応じて環境的土地分類を行い、農地としての土壌修復と土地利用の方向性について述べた。

キーワード : 塩類化, 毛管水, 塩分移動, 土地改良, 土地分類

受稿年月日 : 2000 年 9 月 11 日

受理年月日 : 2001 年 12 月 19 日

Application of Electromagnetic Induction Terrain Conductivity Meter to salinity assessment in salt-affected soils

—Regional salt-affected soils map in northeastern Thailand—

Chaiyanam DISSATAPORN*, Hajime NARIOKA**, Pramot YAMCLEE*
and Somsri ARUNIN*

* Land Development Department, Phahon Yo Thin Road, Chatuchak,
Bangkok 10900, Thailand

** Okayama University, 3-1-1 Tsushima-naka, Okayama 700-8530, Japan

Abstract

The electromagnetic induction terrain conductivity meter, "EITCM", has been used for the salinity assessment in salt-affected soils in northeastern Thailand. This paper briefly discusses the applicability of the electromagnetic method for delineating the salt distribution within the landscape and determining the salt content in soil at the depth up to 30 m. This information together with hydrological data and present land use is useful for the base of the salinity management in northeastern Thailand. A case study presented the results of the use of the electromagnetic terrain conductivity meter in some major salt-affected soils of Nakhon-ratchasima province. The results of the investigation revealed that the source of salt in the process of soil salinization underlies the salt-affected soils. High-elevated areas play an important role for the water supply in the process of soil salinization. Variations of the reading might be due to the salt content, moisture content and soil type. Accuracy of the reading must be carefully considered when the survey for soil profiles is carried out in the areas where high clay content and low moisture content.

Key words : Electromagnetic induction terrain conductivity meter, electrical conductivity, salt-affected soils map, northeastern Thailand

Introduction

Salt-affected soils in the northeastern Thailand spatially spread in low-lying paddy fields. The affected areas were estimated of seventeen percent of the region or 2.85 million ha (Department of Land Development, 1989). The major soluble salt is NaCl in the soil solution and in the groundwater resulting in the adverse effects to soils and plants as well as environments. The salt derives from rock salt of the Mahasarakram Formation underlying salt-affected lands and contaminates to shallow

groundwater (Williamson, *et al.* 1988). The further extension of salt-affected soils is due to deforestation in recharge area, salt making, the construction of reservoirs and the mismanagement of irrigation (Arunin, 1984). Salt-affected soil map was developed through the interpretation of aerial photos, satellite imagery, hydrogeological maps and soil survey. Field checks were done by collected some soil samples for laboratory analysis. Mapping units were classified by degree of salinity into 5 classes as very strongly, strongly, moderately, slightly and non salt-affected areas and poten-

tial salt-source areas (Department of Land Development, 1991).

Counter measures for the salinity control in the northeastern Thailand are based on the mapping units of the salt-affected soil map. Agronomic practices and soil amendments including organic and inorganic substance as well as green manuring are recommended for increasing rice yields in slightly and moderately salt-affected soils, while salt tolerant trees and halophytic grasses are cultivated in very strongly and strongly salt-affected soils. Reforestation with trees of salt tolerance, fast-growing, and high water use is recommended for preventing the secondary salinization in potential salt-affected soils (Arunin, 1992).

The salinity assessment is essential to ensure that recommendations for the management of salt-affected soils is fruitful. Mismanagement may cause further expansion of salt-affected soils. Further more, it will be laborious to persuade farmers to acquire new technology (Abrol and Fireman, 1977).

Various methods or techniques can be used for assessing salt-affected soils. Extent of salt patches, native halophytes in landscapes and certain symptoms of crops as a result of stress impound by salt are simple characteristics of salt affected-soils (Arunin, 1984). But the degree of salinity can only be specified by analyzing soil samples for the concentration of soluble salts as electrical conductivity of the saturation paste extract ($E_c > 2 \text{ dS/m}$) (Soil Science Society of America, 1979). Sources of salt underlie salt-affected soils. Subsurface conditions can be investigated at the shallow depth which a hand auger can be drilled. Power augers or drilling equipment can not be employed. Subsurface conditions can be partly obtained from one hydrogeological map at 1 : 500,000 scale which is only suitable for broad scale purposes (Piancharaen, 1973). Cores drilling for salt, petroleum and groundwater exploitations are available in many places (Krairapanond, *et al.*, 1992 ; Japakasetr and Suwanich, 1984). Groundwater hydrology is

investigated with the installation of piezometers in many major salt-affected soils in the northeastern Thailand in order to investigating the relationship between groundwater and salinity hazards in the region (Dissataporn *et al.*, 1993).

As salt-affected soils are dynamic, more replication of sampling are required especially in large-scale mapping. Rapid, portable, non-destructive and surface applied method for assessing the soil electrical conductivity and locating the spatial distribution of salt within soil profiles as well as within a landscape are recommended. The recent commercial four-electrode and electromagnetic technique are accepted as the practical procedure for immediate assessing salt-affected soils (Rhoades, 1992).

The four-electrode resistivity technique measures the average soil electrical conductivity by sending the electrical current into a soil profile through current electrodes while potential electrodes read the voltage differences. The depth of reading depends on the spacing between current and potential electrodes. A regression model for converting the bulk soil electrical conductivity to the laboratory value was developed (Department of Land Development, 1989)

The electromagnetic terrain conductivity technique is a simple and rapid method for delineating the distribution of average soluble salt in a soil profile from the soil surface to the depth of 7.5, 15 and 30 m when the coil spacing of 10, 20 and 40 meters, respectively (McNeil, 1980). The technique is widely used for quantify the soil salinity (Cameron *et al.*, 1981 ; McFarlane, *et al.*, 1987 ; Williams and Hoey, 1987 ; Dixon, 1989 ; Cannon, *et al.*, 1994). The advantage of this instrument is rapidness but there are various factors which affect the terrain conductivity (McNeill *et al.*, 1992) Linear regressions between the soil electrical conductivity and the terrain conductivity at each depth of sounding were developed (Cook and Walk, 1992). The low conductivity on the upland corresponds to the recharge area while

the high conductivity indicates discharge area (Bullock and Williams, 1987). Williams and Arunin (1990) identified the recharge and discharge area from the average ratio of the electromagnetic terrain conductivity of 30 m depth to 20 m depth, 30 m depth to 7.5 m depth and 15 m depth to 7.5 m depth of sounding at Nakorn Ratchasima in northeastern Thailand. The ratio greater or less than unity indicates recharge and discharge area, respectively.

The objective of this paper is to describe the use of the electromagnetic technique for salinity assessment and to determine the accuracy of this technique in identify the soil and water salinity of the salt-affected soils in northeastern Thailand.

Principle of operation and instrumentation

The EITCM measures the average apparent electromagnetic terrain conductivity (E_{ca}) of the soluble salt concentration in a soil profile in mS/m. The terrain conductivity of 1.0 mS/m is equal to 25 ppm of NaCl concentration. The instrument consists of the transmitter and receiver meters connected with the magnetic transmitter and receiver coils, respectively. The configurations of coils can be applied in horizontal and vertical dipole mode which provide the depth of sounding of 0.75 and 1.5 times of the distance between two magnetic coils, respectively. Surveying the soil conductivity can be done at the coil spacing of 10, 20 and 40 m (Fig. 1).

The transmitter coil with an alternating current generates time-varying magnetic fields at frequency of 6,400, 1,600 and 400 Hz to the soil profile, respectively. They induce small currents in the soil profile, and they produce secondary magnetic fields. The magnitude of the secondary magnetic field depends on the concentration of soluble salt, moisture content and clay content. The receiver coil determines the primary and secondary magnetic field, and calculates the ratio between primary and secondary magnetic fields, which yield the bulk apparent electrical conductivity of the soil

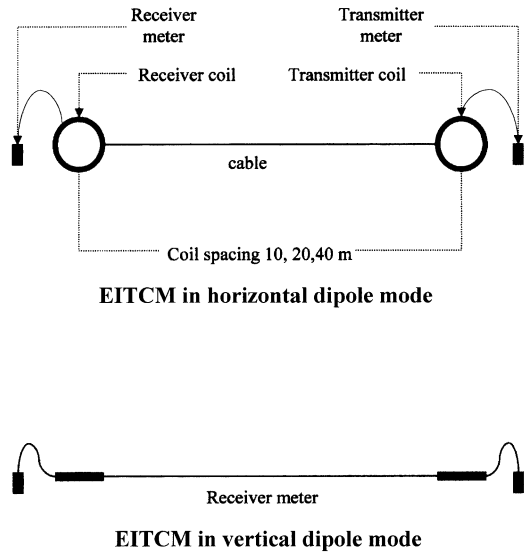


Fig. 1 Electromagnetic induction terrain conductivity meter, EITCM, in horizontal dipole mode and vertical dipole mode.

profile. The depth of reading depends on the primary electromagnetic current frequency, on the distance between the transmitter and receiver coil and on the coil configuration. The coils in horizontal dipole mode with the coil separation of 10, 20 and 40 m and primary electromagnetic currents at frequency of 6,400, 1,600 and 400 Hz provide the depth of sounding of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface, while that in vertical dipole mode configuration provides depth of sounding of 15, 30 and 60 m from the soil surface, respectively. Survey of terrain conductivity by the EITCM is commonly used in horizontal dipole mode as the reading in vertical dipole mode is sensitive to low conductivity materials and geologic structure, fractures while the reading in horizontal dipole mode is insensitive to those of materials. From this reason, the accurate conductivity can be obtained from the horizontal dipole mode. Furthermore, alignment of coils in vertical dipole mode is very difficult to adjust (McNeil, 1983).

Operating procedure

Two persons are needed for operating the EITCM. The instrument needs to set up in order to cut down the magnetic field of earth

and air before starting survey. This set up procedure is repeated during the survey whenever encounter low terrain conductivity area. The transmitter coil in horizontal dipole mode is placed vertically to the soil surface where subsurface features are interested. Electromagnetic currents are sent from the transmitter coil in the horizontal direction. The cable, 40 m long, is connected between the transmitter and receiver coil. The coil and frequency current switch are firstly set at 40 m distance. Receiver coil is moved forward and backward upon the coil separation meter in order to fix the coil separation at 40 m apart. Digital bulk apparent electromagnetic conductivity in ms/m from the soil surface to the depth of 30 m is recorded as well as landuse, landform and salt patches. The coil separation and frequency current are set to 20 and 10 m, respectively. The receiver coil is moved forward to transmitter coil to 20 and 10 m spacing, respectively. Repeatedly procedure is done in order to measure bulk salt concentration at the depth of 15 and 7.5 m. Vertical dipole mode can be done as horizontal dipole mode by laying down both coils on the soil surface. Electromagnetic currents are sent from the transmitter coil in vertical direction. As the EITCM is sensitive to any metallic material, the measurement should escape from fences and electricity cables.

Survey technique

The electromagnetic induction survey using the EITCM have been carried out investigated in salt-affected areas of northeastern Thailand since 1992. The horizontal dipole mode with the coil separation of 10, 20 and 40 m was used at the spacing of one-kilometer grid basis. Topographic maps at scale of 1 : 50,000 and aerial photos were used for locating the geographic position. Later on, Global Positioning System (GPS) was employed for rapid locating. Bulk apparent electromagnetic terrain conductivity, 48,683 records, at depths of 7.5, 15 and 30 m from soil surface with global coordinates were obtained and recorded in database. Further more, when close spacing need to be surveyed and



Fig. 2 Salinity assessment in northeastern Thailand.

the geographic position can not be accurately located by GPS. Sites are marked on aerial photos and later geographic positions are read by computer program (Fig. 2).

Interpretation

The salinity data have not yet been converted into standard soil salinity because of unavailable instruments for collecting soil samples. The computer software Surfer for Windows was used for contouring the apparent electromagnetic conductivity of the soil profile at depths of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface, respectively. Contours are produced by kriging method which is a useful geostatistical gridding method (Surfer for Windows, 1996). Salinity is classed by adverse symptoms of plant and soil due to salinity into 5 classes as non-salt-affected soils (0–80 mS/m), slightly salt-affected soils (80–120 mS/m), moderately salt-affected soils (120–160 mS/m), severely salt-affected soils (160–200 mS/m) and very severely salt-affected soil (>200 mS/m). Isoconduc-

tivity in Surfer format was exported in to DXF interchange files. They were read into digital format of Arc info. Digital map of salt-affected soils covering the whole salt-affected soils of northeast Thailand is being developed.

Case study

Site characterization

The study area is in Nakhonratchasima province where salinity is major problem of the Korat basin. Soils are spread on the geologic Mahasarakram formation that is believed to the source of salt for the process of salinization (Phiancharoen, 1973). A topographic map is presented in Fig. 3a with the 10 m contour and main drainage. A height above mean sea level of the area ranges from 180 to 240 meter. Most of the area is in low terrace and slightly undulating. Lam Chiang Krai and Lam Khang Phlu, which is tributary of Chi River, are the main drain of the area. The average rainfall and evapotranspiration is 1,108 and 1,873 mm per year, respectively. According to the soil salinity map of the northeastern Thailand at the scale of 1 : 100,000, salt-affected soil spreads in the lowest elevation and along the river. The degree of salinization is in scale of very severely, severely and moderately salt affected soil (Department of Land Development, 1991).

Methodology

Salt-affected soils of Nakhonratchasima province were surveyed by the EITCM in horizontal dipole mode with the coil spacing of 10, 20 and 40 meters. The average apparent terrain conductivity, 293 records, at the depth of 7.5, 15 and 30 m from soil surface were recorded including present landuse, landform and salt patches. Groundwater salinity from nested piezometers at the depth 15 m from the soil surface were collected. The statistic package, SPSS for Windows, was used for analyzing the characteristic of the terrain conductivity and the linear relationship between the terrain conductivity and the depth of reading. The salinity distribution at each depth of reading and groundwater salinity was contoured by com-

puter program, Surfer for Windows. EXCEL drew the salinity distribution by depth and position of site of reading from mean sea level along cross section A-B.

Result of measurement

The terrain conductivity from the soil surface to the depth of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface ranged from 19–300, 31–300 and 42–300 mS/m, respectively. The means values of terrain conductivity at the three depths of reading were 138, 152 and 172 mS/m, respectively. The standard deviation of the terrain conductivity at the depth of 7.5, 15 and 30 m varied from 65, 62 and 60 mS/m, respectively. The high correlations were found among the three depths of reading of 7.5–15, 7.5–30 and 15–30 with the correlation coefficient of 0.954, 0.811 and 0.880, respectively. It was observed from the frequency distribution of the terrain conductivity that there were 16 stations where the terrain conductivity at the three depth of reading were 300 mS/m, which is the maximum reading of this instrument. The regression analysis between the terrain conductivity of the three depths was developed in order to clarify the salt distribution within the soil profile. Linear regression equations between the terrain conductivity at the depth of 7.5, 15 and 30 m are as follow :

$$V(7.5\text{ m}) = -16.277 + 1.008 V(15\text{ m}), R^2 = 0.910$$

$$V(7.5\text{ m}) = -13.276 + 0.877 V(30\text{ m}), R^2 = 0.657$$

$$V(15\text{ m}) = -2.300 + 0.901 V(30\text{ m}), R^2 = 0.744$$

where $V(7.5\text{ m})$: Average conductivity of soil profile to 7.5 m depth

$V(15\text{ m})$: Average conductivity of soil profile to 15 m depth

$V(30\text{ m})$: Average conductivity of soil profile to 30 m depth

The coefficient of determination (R^2) of the three regression equations were 91, 65.7 and 74.4%, respectively. The linear regression models can be explained 91, 66 and 74% of the variation of the dependent terrain conductivity, respectively. From the three regression equations, it can be explained that when $V(7.5\text{ m})$ and $V(15\text{ m})$ is equal to 1, $V(30\text{ m})$ is greater

than $V(15\text{ m})$ and $V(7.5\text{ m})$, while $V(15\text{ m})$ is as well greater than $V(7.5\text{ m})$. Thus, the average terrain conductivity of soil profile increases from soil surface to the maximum depth of reading. Further more, the terrain conductivity at the depth of 15 and 30 m from the soil surface can be estimated from the terrain conductivity at 7.5 m with these regression equations.

Salt distribution maps at the depth of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface with map units and the topographic map of the study area were shown in Fig. 3. The magnitude of apparent terrain conductivities were classed into non, slightly, moderately, severely and very severely salt-affected soils in order to characterize the distribution of the salt concentration within a soil profile and within a landscape. Fig. 3a and 3b indicated that there was an accumulation of salt in soil profile from the soil surface to the depth of 7.5 m. Very severely salt-affected soils spatially spread in the alluvium plain of the main drainage of the study area. It occurred mostly in the areas where the elevation is less than 200 m. Non salt-affected soils where the terrain conductivity is less than 80 mS/m were situated at the elevation greater than 210 m. Isoconductivity maps of the soil profiles at the depth of 15 and 30 m from soil surface showed that the areas of very severely salt-affected soils increased with the depth of sounding. Further more, the area of non salt-affected soils decreased with the depths of sounding, indicating the increase of the soluble salt content with the depth under non-salt affected soils at the depth more than 7.5 m from the soil surface (Fig. 3c and 3d). The result of cross-section AB showed that the degree of salinity in the high elevation areas was low and gradually increases further down slope. Low salinity could be detected in the undulating area. Salinity sharply increased with depth in alluvium plain while in the high elevation area there were little change in the terrain conductivity with depth (Fig. 3f).

Groundwater salinity from the nested pie-

zometer at the depth of 15 m from the soil surface was shown in Fig. 3e. Groundwater salinity ranges from less than 1 to 45 dS/m. It was found that low salinity groundwater is located in the high elevation area while very high salinity is located in the flood plain.

Discussion

The EITCM was employed for the salinity assessment in northeastern Thailand. It has been proved that this technique can provide reliable data on the salinity distribution within a landscape and within a soil profile. The technique is easy for application, as no soil samples are taken. Further more, it is the surface treatment without inserting electrodes as Four-probe resistivity. The receiver coils can be adjusted from the coil separation meter comparing to four-probes resistivity meter, which need to adjust electrode spacing by tape measuring. Two persons are minimum requirement for operating electromagnetic terrain conductivity.

As the instrument can detect an average terrain conductivity of a soil profile from the soil surface to the depth of 7.5, 15 and 30 m, it not only enables to locate the salt concentration within the landscape but also within the soil profile which can not be observed by aerial photos or satellite imagery. Data collected from the study area can indicate that salt-affected soils occur in the flood plain of the three main drain of the study area. The source of salt can be situated at the depth of 15 and 30 m from the soil surface in the salt-affected soils.

Further more, the terrain conductivity of a soil profile, greater than 120 mS/m, can be found at the depth of 30 m from the soil surface in the high-elevated areas. The salt content situated at the depth more than 30 m from the soil surface may be higher than 120 mS/m if the instrument can operate at depth more than that of from soil surface. From this reason it can be shown that salt underlies Korat Basin even in the high-elevated area that were classified as non salt-affected soils (Piancharoen,

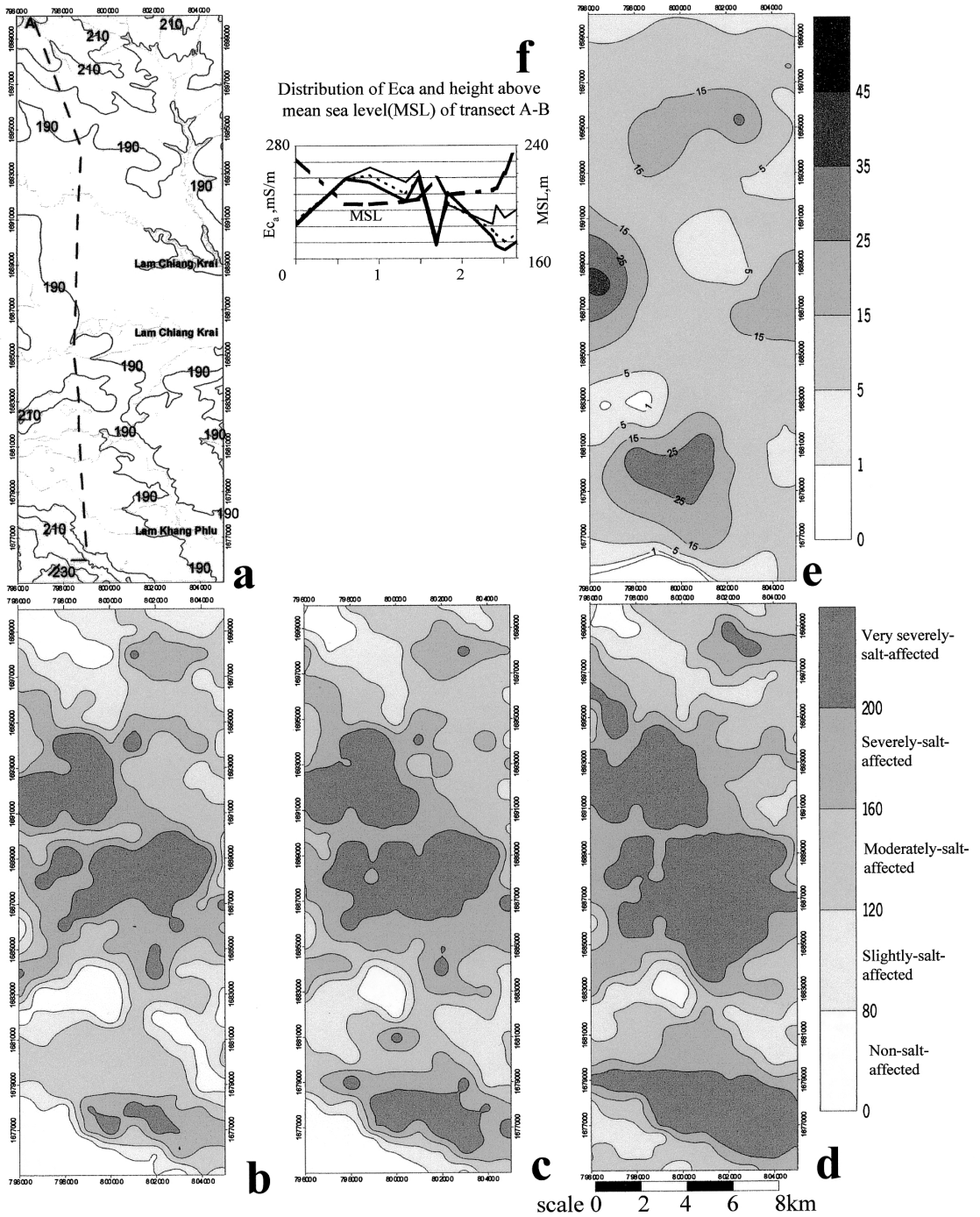


Fig. 3 Topographic map (a), isoconductivity maps (mS/m) at depth 7.5, 15 and 30m (b, c, d) groundwater salinity (dS/m) at depth 15m (e) and cross section of terrain conductivity and height from mean sea level (MSL) (f).

1973). Salt in the deeper profiles can not be observed because of the limitation of the instrument. In addition, salinization in this area can not occur because these areas are in the high elevation, and salt at the depth more than 30 m can not move up to the soil surface and leaching by rainfall is normally dominant in these areas. On the other hand, the result of the electromagnetic survey indicates that salt in the high-elevated areas is not situated at the depth where it can be a source of salt in the process of soil salinization, ie, saline seep (Sinanuwong and Takaya, 1974). Further more, the high-elevated areas in the salt-affected soils are the areas where they might supply water from the rainfall for the process of salinization. This local recharge should be aware of water management for salinity control (Dissataporn *et al.*, 1993).

The distribution of the terrain conductivity in the soil profile at each depth can be used for identifying the recharge and discharge area. As in the recharge area salt is leached down the soil profile by water and accumulated in the deeper profile. While in the discharge area salt moves up to soil the surface by the capillary rise from the shallow saline groundwater and accumulated in the upper soil profile (Williams and Arunin, 1996). But the terrain conductivity in the discharge areas increases with the depth of reading. This can clarify that the source of salt situates in the salt-affected soils and the magnitude of the accumulation of salt is much more than the accumulation of salt in the upper surface by the process of the capillary rise and the evaporation soil surface.

It is observed that sixteen sites in the very severely salt-affected soils class comprised of 300 mS/m for the whole depth of reading, which is the maximum reading of the instrument. Salinity in these sites may be greater than 300 mS/m if the digital model, which can measures more than 300 mS/m, is used (McNeil, 1980).

The distribution of the terrain conductivity at the depth of 15 m from the soil surface partly

coincided with the groundwater salinity at the same depth (Fig. 3c and 3e). It can be seen from this comparison that the terrain conductivity might be used for identifying soluble salt in soil profiles. The variation of these two data may be due to the difference in the sample densities. Simple nonlinear regression equations of the terrain conductivity at the depth of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface and the electrical conductivity of the groundwater at the same depth were developed (Yamclee *et al.*, 1996). It was found that the regression equation of the terrain conductivity could explain about 88, 77 and 81% of the variation of the groundwater salinity at the depth of 7.5, 15 and 30 m from the soil surface, respectively. From this study it can be seen that variations of the terrain conductivity may be caused by other factors about 12, 23 and 19%, respectively.

The low terrain conductivity in the high-elevated areas may be due to the low salt concentration and moisture content. As the groundwater level in these areas is always situated at the depth more than 5 m from the soil surface. Thus, the terrain conductivity of the soil profile measured in such places may be confounded by moisture content especially reading at the depth of 7.5 m from the soil surface. While in the salt-affected soils, the groundwater table is always at the depth of 2–3 m from soil surface. The difference in moisture contents can be ignored in the salt-affected soils. On the other hand, as salt-affected soils in northeast occur mostly in sandy soils which clay contents are not the major constitutes of these soil types. Thus, the variations of the terrain conductivity in the sandy soils are not due to clay content. The high terrain conductivity found in the flooded plain areas of the main drain may be interfered by the clay content in the soil profile (Williams and Hoey, 1987 ; McNeil *et al.*, 1992).

These variations could be accepted for the salinity assessment in the regional scale. Anyhow, the anomaly of the terrain conductivity and electrical conductivity of soils should

be further investigated, as the terrain conductivity is relying on not only soluble salt but also clay and moisture. It is necessary to develop the regression equation for converting the terrain conductivity to the electrical conductivity of the saturation paste especially in the clayey soil profile and in the high elevation areas where clay content and moisture content could interfere the terrain conductivity; respectively. The calibration can be done for the 7.5 m reading as a hand auger can be drilled. Soil samples from the soil surface to the depth of 7.5 m must be collected and mixed together. Saturation extract of soil paste is used for measurement of the soil electrical conductivity. Regression of the average terrain conductivity and soil electrical conductivity can be developed. This finding will be useful for assessing the soil salinity in standard unit. As the salinity at the shallow soil profile is the main purpose for salinity assessment in agriculture production.

Since the terrain conductivity is used directly for classifying salt-affected soils and the responses of the terrain conductivity for each soil types and landscape are not the same. The terrain conductivity for each map unit should be classed for each catchment area. Surveyors can class the terrain conductivity for each map units from salt patches and native halophytes as well as symptom of plants.

In addition, the electromagnetic terrain conductivity meter measuring in the vertical dipole mode is sensitive to geologic structure, faults. Salinity survey should not only measure in horizontal dipole mode for the terrain conductivity but also in vertical dipole mode. As faults were claimed to be a channel of the deep saline groundwater which contacts with the Mahasarakram Formation. This saline groundwater leak through these channels and contaminate to the shallow groundwater aquifer (Imaizumi *et al.*, 1996). This information is useful for considering the salinity control.

Electromagnetic terrain conductivity with

the short intercoil spacing and the single current frequency has been useful for the salinity assessment in the agricultural production area as it is portable, one man operate, rapid, root zone reading and can be related to laboratory analysis (Dissataporn *et al.*, 1993).

The information from the electromagnetic technique can be considered in planning the land-use strategy for the salinity control. It can be a basis data for reducing the cost of hydrological study which need to install expensive piezometers. Further more, Salt-affected soils map in GIS format can be used with other map layers, land use, elevation, hydrology, for predicting areas risk for salt-affected soils.

Conclusion

The EITCM was used for salinity assessing in northeastern Thailand. This technique is surface application, non-destructive, rapid and easy to operate. It immediately locates the salt concentration with in a landscape and within a soil profile. The results of mapping indicated that sources of salt in the process of the soil salinization is underlie the salt-affected soil. The deviation of the bulk conductivity within a landscape and within a soil profile may come from the difference in moisture content and clay content. Subsurface conditions can be investigated in more details by this technique. Anomaly of the terrain conductivity from the electrical conductivity of soil paste must be found out even for the shallow depth of reading.

Reference

- Arbol, I.P. and M. Fireman (1977) : Alkali and saline soil identification and improvement for crop production. Central Soil Salinity Research Institute.
- Arunin, S. (1984) : Characteristics and management of salt affected soil in the Northeast of Thailand. 336-351. In Ecology and management of problem soils in Asia. Food and Fertilizer Technology Center for the Asian and Pacific Region. Taipei, Rep. of China.
- Arunin, S. (1992) : Strategies for utilizing salt

- affected lands in Thailand. Proceeding of the International Symposium on Strategies for Utilization Salt Affected Lands. pp. 17-15, February 1992, Central Plaza, Bangkok, Thailand.
- Cameron, D.R., de Jong, E., Read, D.W.L. and Oosterveld, M. (1981) : Mapping salinity using resistivity and electromagnetic inductive techniques. *Canadian Journal of Soil Science*. **61** : 67-78.
- Cannon, M.E., Mckenzie, R.C. and Lachapelle, G. (1994) : Soil salinity mapping with electromagnetic induction and satellite-based navigation methods. *Canadian Journal of Soil Science*. **24** : 335-343.
- Cook, P.G. and Walk, G.R. (1992) : Depth profile of electrical conductivity from linear combination of electromagnetic induction measures. *Journal of Soil Science Society of America*. **56** : 1015-1024.
- Department of Land Development (1989) : Annual report of Department of Land Development, Ministry of Agriculture, Bangkok, Thailand. p. 196 (in Thai).
- Department of Land Development (1991) : Distribution of salt affected soil s in Northeast region. 1 : 500,000 map.
- Dissataporn C., Tokotkla, A. and Arunin, S. (1993) : Salt tolerance of kallar grass *Leptochloa fusca* (L.) Kunth. Workshop on Research Activities of ADRC Contributed to Agricultural Development in Northeast Thailand. pp. 1-3, Sep 1993. ADRC, Khon Kaen, Thailand.
- Dixon, P. (1989) : Dryland salinity in a subcatchment at Glenhompson, Victoria. *Australia Geographer*. **20** : 144-152.
- Imaizumi, M., Wichaidit, P., Sukchan, S. and Srisuk, K. (1996) : Mechanism of salinization of groundwater in Phrayuen area, northeast Thailand. Proceeding of Seminar on Geophysical prospective for groundwater development and hazard prevention. 12 December 1996. Chareonthani H
- Japakasetr, T. and Suwanich, P. (1984) : Potash and rock salt in Thailand. *Mineral Bulletin no. 2*. Department of Mineral Resources. Thailand.
- Krairapanond, N., Krairapanond, A., Sinthuwanich, D. and Junpet, T. (1992) : Environmental impact of rock salt mining operations on land and water resources of Northeast Thailand. Proceeding of International Symposium on Strategies for Utilizing Salt Affected Lands. February pp. 17-25, 1992, Bangkok, Thailand. 309-322.
- McFarlane, D.J., Engel, R. and Ryder, A.T. (1987) : Investigation of a saline valley on Allandale Research Farm. Technical report Western Australia Department of Agriculture. No. 58 : 16.
- McNeil, J.D. (1980) : Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Tech. Note TN 6. Geonics Ltd.
- McNeil, J.D., Topp, G.C., Topp, W.D. and Reynolds, W.D. (1992) : Rapid, accurate mapping of soil salinity by electromagnetic ground conductivity meters. *SSSA Special Publication* **30** : 209-229.
- Piancharoen, C. (1973) : Hydrogeological map of northeastern Thailand (Scale 1 : 500 500). Department of Mineral Resources. Thailand.
- Rhodes J.D. (1992) : Recent advances in the methodology for measuring and mapping soil salinity. Proceeding of the International Symposium on Strategies for Utilization Salt Affected Lands. pp. 15-17, February 1992, Central Plaza, Bangkok, Thailand.
- Sinanuwong, S. and Takaya, Y. (1974) : Saline soil in northeast Thailand. Their possible origin as deduced from field evidence. *Southeast Asian Studies* **12** : 105-120.
- Soil Science Society of America (1979) : Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin.
- Williams B.G. and Baker, G.G. (1982) : An electromagnetic induction technique for reconnaissance survey for salinity hazards. *Aust. J. Soil Res.* **20** : 107-18.
- Williams B.G. and Hoey, D. (1987) : The use of electromagnetic induction to detect the spatial variability of the salt and clay contents of soils. *Australian Journal of Soil Research*. **25** : 21-27.
- Williams, B.G. and Arunin, S. (1990) : Inferring recharge/discharge areas from multifrequency electromagnetic induction method. Technical Memorandum 90/11. CSIRO.
- Williamson D.R., Turner, J.V., Peck, A.J. and Arunin, S. (1989) : Groundwater hydrology and salinity in a valley in Northeast Thailand. In *Groundwater Contamination*. IAHS. Pub. No. 185.
- Yamclee, P., Dissataporn, C., Pongwichian, P. and Arunin, S. (1996) : Prediction of groundwater salinity by geonic technique. *Soil and Water Conservation Journal*. **6** : 45-56.

地盤電磁誘導法の塩性土壌への応用 —東北タイにおける地域的塩性土壌図の作製—

チャイヤナム ディサタポーン*・成岡 市**・
プラモート ヤムクリー*・ソムスリ アルニン*

* タイ王国農業協同組合省土地開発局

** 岡山大学環境理工学部

要 旨

地盤電磁誘導計 (EITCM) の原理を概説するとともに, 東北タイ塩性土壌地域において塩分査定に応用された実例を述べた。

本論では, 地形および土壌内塩分濃度分布の概要を把握する目的で, 最深 30 m に対する EITCM の適応性について検討した。水文データおよび現在の土地利用形態に合わせて, EITCM により得られた情報は, 東北タイにおける塩性土壌管理の基礎資料として有益であることを論議した。

事例研究では, Nakhonratchasima 州におけるいくつかの主要な塩性土壌地域で EITCM による測定を行い, 種々検討した。その結果, 塩類土壌生成過程にある塩分の源泉を見いだすことができた。

本手法の応用により, 標高の高い地域では, 塩類土壌生成過程に対して水分供給あるいは地下水動態が重要な役割を果たしていることが明らかとなった。これについて, 塩分含有量, 土壌水分含有量および土壌型が基礎情報として加えられた。

測定精度については, 今後さらに詳細な検討が行われなければならない, とくに土壌断面における高い粘土含有量および低い水分含有量を有する地域では, 慎重な考慮を要することを述べた。

キーワード : 地盤電磁誘導計, 電導度, 塩性土壌図, 東北タイ

受稿年月日 : 2001 年 2 月 13 日

受理年月日 : 2001 年 8 月 23 日

I. 2001 年度第 2 回事務局会議

日 時: 11 月 2 日 (金曜日) 15:00-17:00
 場 所: 東大農学部 7 号館 512 号室
 出席者: 宮崎・溝口・井本・関
 議 題: 第 2 回評議員会・総会に向けての準備状況/
 シンポジウム等の申し込み状況/88 号の編集
 進捗状況/その他

II. 2001 年度第 2 回評議員会

日 時: 2001 年 11 月 20 日 (火) 11:35-12:20
 場 所: 東京大学農学部弥生講堂会議室
 出席者: 会長: 宮崎, 評議員: 柏木 (矢沢代理)・柏
 淵・古賀・藤井・加藤・谷山・河野・足立・
 成岡・筑紫・山口・長・溝口 (庶務幹事兼
 務)・他委任状 3, 事務局: 関 (編集幹事)・
 井本 (会計幹事)

議題:

1. 2000 年度会務報告 (土壌の物理性第 88 号掲載に
 同じ)
 追加会務報告: 学術著作権協会「米国税務申請
 書」の提出/学会誌「土壌の物理性」の電子化終
 了/印刷業務に PDF 化を追加委託/日本学術会議
 から土壌物理学学会へのホームページリンク依頼会
 員入退会者および現在会員数等について (報告):
 土壌の物理性第 88 号に掲載)
2. 2000 年度事業報告 (承認)
 期 間: 2000 年度 (2000 年 4 月 1 日~2001 年 3 月
 31 日)
 会 長: 河野英一 (日本大学生物資源科学部)
 事務局: 日本大学生物資源科学部・生物環境工学科
 - 1) 学会誌「土壌の物理性」の 5 回 (83 号, 84 号,
 85 号, 86 号, 87 号) 発行。
 - 2) 第 1 回評議員会の開催 (2000 年 8 月 4 日/鳥
 取県民文化会館)。
 - 3) 第 2 回評議員会の開催 (2000 年 11 月 18 日/
 日本大学生物資源科学部東京校舎)。
 - 4) 評議員選挙の実施 (2000 年 10 月 23 日開票,
 15 名選出, 2001 年 4 月 1 日施行)。
 - 5) 総会の開催 (2000 年 11 月 18 日/日本大学生
 物資源科学部東京校舎)。
 - 6) 第 42 回シンポジウム (テーマ「新世紀の土壌
 物理研究に向けて」) の開催 (2000 年 11 月 18
 日/日本大学生物資源科学部東京校舎/参加者
 約 110 名)。
 - 7) ポスターセッション (テーマ「土壌物理研究

の最前線」) の開催 (2000 年 11 月 18 日/日本
 大学生物資源科学部東京校舎/報告数 12 課
 題)。

- 8) 業務委託
 - ・2000 年度から会員管理等の学会事務の軽減
 を図るために, それらの業務の一部を「財団
 法人 日本学会事務センター」に委託。
 - ・2000 年度においては, 次の引継業務 (初年度
 のみ) のみ。

- ① 委託開始事務業務 (事業者との契約に関わ
 るもの)
- ② 引継原簿作成業務

- 9) 40 周年記念事業 (改訂版土壌物理用語事典出
 版)

3. 用語事典の進捗状況 (報告)
 土壌物理学学会編 (養賢堂発行)「改訂版土壌物理用
 語事典」の編集 (中間報告)

- 1) 目次
 第 1 章 土壌調査・土壌特性の空間的変動 (標
 題検討中)/第 2 章 土壌一般/第 3 章 土壌構
 造/第 4 章 土壌水/第 5 章 溶質移動/第 6 章
 土壌空気/第 7 章 土壌の温度・熱/第 8 章 土
 壌の力学性/第 9 章 土壌の生物性/第 10 章
 水文/第 11 章 土壌保全/第 12 章 機械作業/
 第 13 章 灌漑排水/第 14 章 農地造成・整備/
 第 15 章 環境保全/巻末データ集 (農耕地土壌
 の物理性, 農耕地土壌分類対照表)/和文索引,
 英文索引

- 2) 容量
 章 数: 全 15 章
 大 き さ: A5 版
 本 文: 165 ページ (37 字×40 行×165 頁=
 244,200 字, 第三次編集版)
 図表概数: 図 50, 表 20
 索 引: 和単語 3,200 語 (概数), 英単語 1,400
 語 (概数)
 関係者数 (執筆, 編集, 閲読): 計 78 名 (01/11/
 6 現在)

- 3) 年内の日程
 01/11/05 閲読依頼状発出開始
 01/12/08 閲読報告〆切
 編集委員会開催 (日程と場所は未定)
 01/12/ 中旬 索引用語の対訳語 (英語) の閲読
 01/12/ 中旬 細部調整, 第四次編集版作成およ
 び編集委員への発送

01/12/ 末 編集幹事会（作業工程、養賢堂編集部への入稿手続き、発行までの諸手続等に関する打ち合わせ）

4. 2000 年度決算報告（承認）

会計監査報告を含む

2001 年 3 月 31 日

土壤物理学会

会長 河野英一様

土壤物理学会

会計監査

おん 〇〇 三井(印)

小川 吉雄(印)

会計監査報告書

2000 年度、土壤物理学会会計の収入支出決算書ならびに関係帳簿類について、2001 年 3 月 31 日に厳正に監査をおこなった結果、それらの執行は適正であり、提出のとおり相違ないことを確認した。

5. 平成 13 年度事業計画（承認）

期 間：2001 年度（2001 年 4 月 1 日～2002 年 3 月 31 日）

会 長：宮崎 毅（東京大学大学院農学生命科学研究科）

事務局：東京大学大学院農学生命科学研究科 生物・環境工学専攻

- 1) 学会誌「土壤の物理性」の 3 回（88 号、89 号、90 号）発行
- 2) 第 1 回評議員会の開催（2001 年 7 月 27 日/ホテルメトロポリタン盛岡ニューウイング）
- 3) 第 2 回評議員会の開催（2001 年 11 月 20 日/東京大学弥生講堂）
- 4) 総会の開催（2001 年 11 月 20 日/東京大学弥生講堂）
- 5) 第 43 回シンポジウム（テーマ「土壤の汚染と浄化における土壤物理学の貢献」）の開催（2001 年 11 月 20 日/東京大学弥生講堂）
- 6) ポスターセッション（テーマ「土壤物理研究の最前線」）の開催（2001 年 11 月 20 日/東京大学弥生講堂）
- 7) 業務委託
2000 年度から会員管理等の学会事務の軽減を図るために、それらの業務の一部を「財団法人 日本学会事務センター」に委託。

2001 年度においては、次のような業務を委託。

(1) 会員業務

- ① 会員管理業務
- ② 学会費徴収および学会誌年 3 回発送業務
- ③ 新入会登録業務
- ④ 住所変更等業務
- ⑤ 特別請求業務（賛助会員、海外会員宛請求書作成と入金処理等）
- ⑥ 団体会員宛請求書作成と入金処理等業務
- ⑦ 追加発送業務

(2) その他の業務

- ① バックナンバー保管業務
- ② 講読・バックナンバー販売業務
- ③ 複写（コピー）業務
- 8) 40 周年記念事業（改訂版土壤物理用語事典出版）
- 9) 学会賞・論文賞等の新設準備委員会の設立
優秀 PhD 賞など、委員長候補：藤井克己（岩手大）

6. 平成 13 年度予算（承認）

7. 学会編集委員会報告

8. 会則の改正

(旧) 第 5 条 購読会員 会誌年額 7,000 円

(新) 第 5 条 購読会員 会誌年額 7,500 円

(旧) 附則 本学会の連絡先：日本大学

(新) 附則 本学会の連絡先：東京大学

9. その他

土壤物理学会ポスター発表におけるレフリー制の導入について（継続審議）

Ⅲ. 2001 年度総会

日 時：2001 年 11 月 20 日（火）12：30-13：00

場 所：東京大学農学部弥生講堂一条ホール

出席者：約 50 名

議 長：藤井克己

議 題：評議員会の内容と同じ

1. 会務報告（承認）
2. 平成 12 年度事業報告（承認）
3. 平成 12 年度決算報告（承認）
・会計監査報告
4. 平成 13 年度事業計画（承認）
5. 平成 13 年度予算（承認）
6. 学会編集委員会報告
7. 会則の改正（承認）

IV. 第43回土壌物理学シンポジウム

日時：2001年11月20日（火）

場所：東京大学農学部弥生講堂

参加者：約150名

詳細情報：<http://soil.en.a.u-tokyo.ac.jp/jssp/symp/index.html>

1. テーマ 「土壌の汚染と浄化—土壌物理学の貢献—」

座長：鈴木 創三（東京農工大学）・成岡 市（岡山大学）

- 1) 土壌の汚染と浄化の問題，岡崎正規（東京農工大）
- 2) 土壌環境基準の考え方，藤井国博（東京農業大学）
- 3) 浄化技術の開発と浄化事業への適用，藤原靖（大成建設）
- 4) オンサイト浄化事例と今後の課題，川端淳一（鹿島技術研究所）
- 5) 土壌浄化のための基礎科学，藤縄克之（信州大学）

総合討論 司会：鈴木創三（東京農工大学）・成岡市（岡山大学）

2. ポスターセッション 「土壌物理研究の最前線 Trend in Soil Physics」

- 1) 「土壌の物理性」検索システム，溝口 勝（東京大学大学院）
- 2) フィンガー流の膨張にともなう湿潤領域の時間変化，川本 健・間篠暁子・小田匡寛（埼玉大学工学部）・宮崎 毅（東京大学大学院農学生命科学研究科）
- 3) フィンガーの発生と形状特性に関する研究，間篠 子・川本 健・小田匡寛（埼玉大学工学部）・宮崎 毅（東京大学大学院農学生命科学研究科）
- 4) 圃場管理形態の異なる黒ボク土畑で生じる浸透形態の違い，宮本輝仁（九州沖縄農業研究センター）・小林政広（森林総合研究所九州支所）
- 5) 一方向凍結法による土壌の浄化，渡辺晋生（三重大学生物資源学部）
- 6) 2：1型粘土鉱物の塩濃度変化における分散・凝集，鈴木真知子・西村 拓（東京農工大学農学研究科）
- 7) 蒸発に伴う土壌水の安定同位体比に関する考察，藪崎志穂・田瀬則雄（筑波大学地球科学系）

- 8) 動電現象を利用した地下水土壌汚染の修復における物質輸送モデリング，中川 啓（九州大学農学研究院）・和田信一郎（九州大学農学研究院）・榎井和朗（鹿児島大学農学部）
- 9) 家畜ふん堆肥の水洗による含有成分濃度の低減化，板橋 直（独）農業環境技術研究所化学環境部・栄養塩類研究グループ）
- 10) 土壌中における水・熱・溶質の1次元移動シミュレーションソフト WASH-1D，藤巻行（筑波大学農林工学系）・井上光弘（鳥取大学乾燥地研究センター）
- 11) 土壌圧縮による構造変化と透水性変化に関する研究，石塚真記子・宮崎 毅（東京大学大学院農学生命科学研究科）
- 12) Laboratory and Field Analysis of EH2O Water Content Sensors, Colin S. Campbell・Gaylon S. Campbell・Bryan T. Wacker (Decagon Devices, Inc., Pullman, WA USA)
- 13) 分配トレーサーによる土壌・地下水の汚染予測に関する研究，石崎慎也・溝口 勝・宮崎毅（東京大学大学院農学生命科学研究科）
- 14) バイオベンティングが汚染土壌中の微生物及びガスの挙動に及ぼす影響—バッチ試験による検証，須甲武志・井本博美・溝口 勝・宮崎 毅（東京大学大学院農学生命科学研究科）
- 15) 静水中における小フロックの沈降特性の解析法について，木野孝子・足立泰久（筑波大学農林工学系）
- 16) 非定常流出法を用いた逆解析による不飽和透水性の決定，山中 勇・西村 拓・加藤 誠（東京農工大学大学院農学研究科）

V. 2000年度会計収入・支出決算と会計報告

(1) 2000年度会計収入・支出決算

収入の部

自2000.4.1
至2001.3.31

項目	予算額	決算額	増減	内訳
繰越金	5,203,524	5,203,524	0	
正会員会費	2,532,950	956,000	▲1,576,950	2000年度, 約140人 765,500 滞納分 124,500 2001年度以降分 66,000
学生会員	84,000	38,500	▲45,500	2000年度, 11人 35,500 2001年度分 3,000
購読会員	525,875	366,250	▲159,625	2000年度分 98,000 滞納分 254,250 2001年度分 14,000
賛助会費	409,500	246,660	▲162,840	
出版物売上	100,000	668,830	568,830	
雑収入	100,000	278,265	178,265	
合計	8,955,849	7,758,029	▲1,197,820	

▲: 収入減

支出の部

項目	予算額	決算額	増減	内訳
会誌製作費	4,500,000	2,877,479	▲1,622,521	会誌83, 84, 85, 86号発行料等
総会費	350,000	197,790	▲152,210	総会, シンポジウム開催費等
通信費	300,000	241,490	▲58,510	原稿, 請求書送付料等
文具費	150,000	88,835	▲61,165	封筒代等
賃金	150,000	161,600	11,600	業務手伝料等
交通費	200,000	13,000	▲187,000	幹事会交通費等
会議費	100,000	36,730	▲63,270	評議委員会昼食代等
幹事手当	120,000	80,000	▲40,000	幹事2人分(2年度分)
編集委員会費	200,000	0	▲200,000	会誌査読料等
40周年記念事業費	600,000	44,334	▲555,666	土壌物理用語事典出版関係費
選管委員会費	350,000	199,790	▲150,210	名簿製作費, 投票用紙・名簿送付料等
業務委託費	900,000	243,285	▲656,715	会員管理委託費 (財)日本学会事務センターへ
学会運営積立金	1,000,000	0	▲1,000,000	学会賞設立及び学会運営業務委託化等のため
予備費	35,849	310	▲35,539	
次年度繰越金	—	3,573,386	—	
合計	8,955,849	7,758,029	▲1,197,820	

▲: 支出減

次年度繰越金の所在

郵便振替口座	1,822,143
郵便貯金口座	13,698
銀行口座(事務局)	1,035,764
現金(事務局)	145,991
銀行口座	
(40周年記念事業費)	409,284
現金	
(40周年記念事業費)	146,506
合計	3,573,386

VI. 2001 年度予算

収入の部

自 2001.4. 1
至 2002.3.31

項 目	予 算 額	備 考
繰 越 金	3,573,386	(2001 年度分 2,585,000 + 未回収分 2,593,000) × 0.7 = 3,624,600
正 会 員 会 費	3,624,600	(2001 年度分 87,000 + 未回収分 84,000) × 0.7 = 119,700
学 生 会 員 会 費	119,700	(2001 年度分 406,000 + 未回収分 385,000) × 0.7 = 553,700
購 読 会 費	553,700	(2001 年度分 247,500 + 未回収分 337,500) × 0.7 = 409,500
賛 助 会 費	409,500	
出 版 物 売 上	100,000	
雑 収 入	100,000	
合 計	8,480,886	

収入の部	単 価	人 数	2001 年度分	未 回 収
正 会 員 会 費	5,500	470	2,585,000	2,593,000
学 生 会 員 会 費	3,000	29	87,000	84,000
購 読 会 費	7,000	58	406,000	385,000
賛 助 会 費	22,500	11	247,500	337,500

支出の部

項 目	当年度予算額	前年度予算額	増 減	備 考
会 誌 製 作 費	3,600,000	4,500,000	▲900,000	会誌 87, 88, 89, 90 号発行料等
総 会 費	350,000	350,000	0	総会, シンポジウム開催費等
通 信 費	300,000	300,000	0	原稿, 請求書送付料等
文 具 費	150,000	150,000	0	封筒代等
賃 金	200,000	150,000	50,000	業務手伝料等
交 通 費	200,000	200,000	0	幹事会交通費等
会 議 費	100,000	100,000	0	評議員会昼食代等
幹 事 手 当	60,000	120,000	▲ 60,000	幹事 6 人分
編 集 委 員 会 費	200,000	200,000	0	会誌査読料等
40 周 年 記 念 事 業 費	555,666	600,000	▲ 44,334	土壤物理用語事典出版関係費
選 管 委 員 会 費	0	350,000	▲350,000	2001 年度評議員選挙なし
業 務 委 託 費	900,000	900,000	0	会員管理委託費等
学 会 運 営 積 立 金	1,000,000	1,000,000	0	学会賞設立及び学会運営業務委託化等のため
予 備 費	865,220	35,849	829,371	
合 計	8,480,886	8,955,849	▲474,963	

▲: 当年度減

VII. 会員入会退会者及び現在会員数 (2001.4-2001.9)

(1) 入会者 (2001.11~2002.1)

正会員: 1名

- ① 渡辺晋生 三重 三重大学
生物資源
学部

学生会員: 1名

- ① 石塚真記子 東京 東京大学
大学院農
学生命科
学研究科

(2) 退会者 (2001.11~2002.1)

正会員: 1名 氏名

- ① 吉野 喬 茨城

購読会員: 1

- ① 全国大学生協同組合連合会
東京

(3) 現会員数 (2002.1.25 現在)

会員内訳

正会員	: 443名
学生会員	: 26名
購読会員	: 61機関 (店舗含む)
賛助会員	: 11社
海外会員	: 5名
海外購読会員	: 0
合計	: 546名

訂正

以下の論文に訂正がありました。訂正を御願いたします。

土壤の物理性第88号の p. 3~9 泥炭土の透水係数及び保水性について の論文

Abstract 第4行目 vertical saturated hydraulic conductivity を
horizontal saturated hydraulic conductivity に訂正

第5行目 horizontal saturated hydraulic conductivity を
vertical saturated hydraulic conductivity に訂正

第14行目 carve を curve に訂正

一編集後記一

今年はオリンピックそしてワールドカップとスポーツの世界大会が目白押しです。長野オリンピックでは日本人選手の活躍が目立ちましたが、ソルトレックでは今ひとつと元気がありません。サッカーの日本代表もホームではいい成績を残していますが、アウェイではいまひとつです。この現象は日本人選手に限らず、どこの国の選手にも当てはまるような気がします。やはり勝手を知ったところでの戦いには有利な面があります。日本の土壌物理研究者が世界で競争しようとしたら、競技場は欧米諸国となってしまいます。競技場の場所なんて関係ないというツワモノの会員の方もいらっしゃると思いますが、やはり自分達に少しでも有利な環境で競争できることに越したことはありません。このような場があれば、会員

の優れた成果がもっと世界に発信されるはずですが、「土壌の物理性」が世界大会の一会場になるのが理想ですが、そのためには英文での投稿の増加が条件です。この問題の対応策として、気楽に英文で投稿できるような支援システムを学会に構築することがあげられます。基本的には個人の努力によるところが一番大きいのですが、その努力に対する支援も大事だと思います。この他にもいろんな対応策があると思います。学会の国際化に向けてどんなことをしなければいけないのか会員の方々のご意見をお聞かせください。

(内容が前号の宮崎会長の巻頭言と一部かぶってしまいました。すみません。)

<編集委員 花山 奨 (山形大学農学部)>

土壌物理学会

事務局構成	会 長	宮崎 毅 (東京大学大学院農学生命科学研究科)
	副 会 長	岡崎 正規 (東京農工大学大学院)
	庶務幹事	溝口 勝 (東京大学大学院農学生命科学研究科)
	会計幹事	井本 博美 (東京大学大学院農学生命科学研究科)
	編集幹事	関 勝寿 (東京大学大学院農学生命科学研究科)
	会計監査	加藤 誠 (東京農工大学農学部)
	”	金子 文宜 (千葉県農業試験場)
編集委員会	委 員 長	粕淵 辰昭 (山形大学農学部)
	委 員	古賀 潔 (岩手大学農学部)
		藤井 克己 (岩手大学農学部)
		佐藤 照男 (秋田県立大学短期大学部)
		粟生田忠雄 (新潟大学農学部)
		足立一日出 (独立行政法人農業技術研究機構)
		吉田修一郎 (独立行政法人農業技術研究機構)
		安中 武幸 (山形大学農学部)
		花山 奨 (山形大学農学部)
	南條 正己 (東北大学農学部)	

土壌の物理性 第89号 (会員配布) 2002年1月15日発行

発行 土 壌 物 理 学 会

〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

東京大学大学院 農学生命科学研究科

生物・環境工学専攻 環境地水学研究室内

電 話 03-5841-5351, 5374 FAX 03-5841-8171

E-mail : sp-staff@soil.en.a.u-tokyo.ac.jp

URL : <http://soil.en.a.u-tokyo.ac.jp/jssp/>

銀行口座 第一勧業銀行 本郷支店

普通 2407673 土壌物理学会 代表 宮崎 毅

印 刷 創文印刷工業株式会社

〒116-0011 東京都荒川区西尾久 7-12-16

複写される方に

本誌に掲載された著作物を複写したい方は、(社)日本複写権センターと包括複写許諾契約を締結されている企業の従業員以外は、著作権者から複写権等の行使の委託を受けている次の団体から許諾を受けて下さい。著作物の転載・翻訳のような複写以外の許諾は、直接本会へご連絡下さい。

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会

TEL : 03-3475-5618 FAX : 03-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

Notice about Photocopying

In order to photocopy any work from this publication, you or your organization must obtain permission from the following organization which has been delegated for copyright for clearance by the copyright owner of this publication.

Japan Academic Association for Copyright Clearance (JAACC)

41-6 Akasaka 9-chome, Minato-ku, Tokyo 107-0052, Japan

TEL : 81-3-3475-5618 FAX : 81-3-3475-5619 E-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp

Journal of the Japanese Society of Soil Physics

No. 89

January 2002

Contents

Foreword	M. OKAZAKI	1
Original Papers		
Maximum Potentially Dispersible and Stabilizable Clays under Cropping in Soils with Inherent Textural Differences	V. RASIAH and T. YAMAMOTO	3
Anisotropy of Drainable Macropores in Andosols and Alluvial Soils	Y. IWATA and H. NARIOKA	15
Ion Concentration Prediction of the Effluent during the Sulfuric Acid Solution Permeation into Volcanic Ash Soil	K. KAMEYAMA, S. MATSUKAWA, T. ISHIDA and H. KATO	25
Effect of Groundwater Level on Salinity Content and Environmental Land Classification	C. DISSATAPORN, K. YACOUBA, M. MIHARA and R. YASUTOMI	35
Note		
Application of Electromagnetic Induction Terrain Conductivity Meter to salinity assessment in salt-affected soils —Regional salt-affected soils map in northeastern Thailand—	C. DISSATAPORN, H. NARIOKA, P. YAMCLEE and S. ARUNIN	43
Announcements		55
Editor's Postscript		61

Japanese Society of Soil Physics

Department Biological and Environmental Engineering
Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo
1-1-1 Yayoi Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, Japan